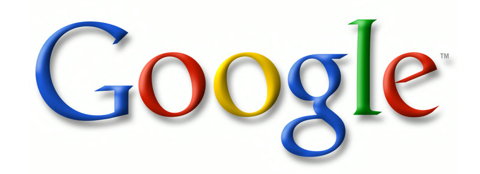
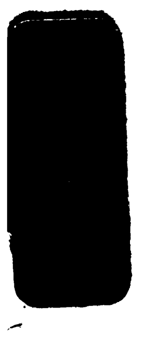
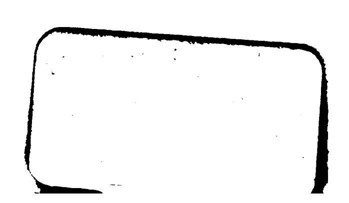

Google




1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE



Grundzüge
der
Gesteinskunde.

Von
Dr Ernst Weinschenk,
a.-o. Professor der Petrographie an der Universität München.

II. Teil:
Spezielle Gesteinskunde.

Zweite, umgearbeitete Auflage.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1907.
Berlin, Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St Louis, Mo.

Tafel I.



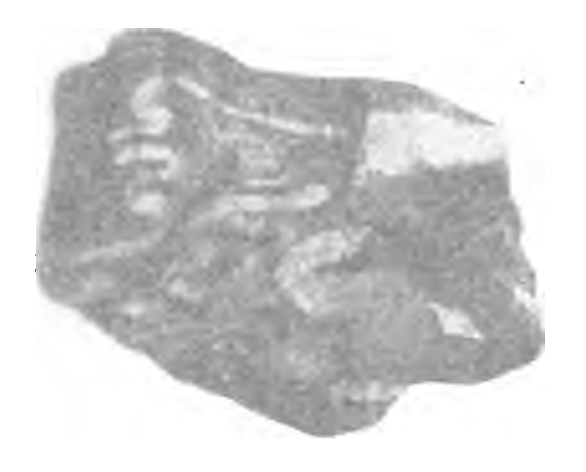
Der Monte Rosa vom Gornergrat.

...lle Gesteinskunde

...derer Berücksichtigung
...logischen Verhältnisse.

Von

... rnst Weinsch...k,



... umgearbeitete Auflage

... 6 Textfiguren und 6 Tafeln.

Freiburg im Breisgau.
...erdersche Verlagshandlung
1907.
... Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St. Louis, Mo.

Spezielle Gesteinskunde

mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse.

Von

Dr Ernst Weinschenk,

a.-o. Professor der Petrographie an der Universität München.



Zweite, umgearbeitete Auflage.

Mit 186 Textfiguren und 6 Tafeln.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1907.
Berlin, Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St Louis, Mo.

Buchdruckerei der Herderschen Verlagshandlung in Freiburg.

Vorwort zur ersten Auflage.

Die hier vorliegende „*Spezielle Gesteinskunde*“ bildet den vierten Teil und gleichzeitig den Abschluß eines Kursus der Gesteinskunde, welchen der Verfasser seit annähernd fünfzehn Jahren an der Universität *München* abhält. Länger als beabsichtigt ist die Pause seit dem Erscheinen der „*Allgemeinen Gesteinskunde*“ geworden, wofür die Ursache zum großen Teil in der Sprödigkeit des Stoffes und namentlich in der recht verworrenen petrographischen Systematik und Nomenklatur lag. Der Versuch, wenigstens einigermaßen einem *natürlichen* petrographischen System nahezukommen, wird allerdings von den verschiedensten Gesichtspunkten aus als nicht zweckmäßig bezeichnet werden. Insbesondere wird sich der Vorwurf wiederholen, daß es *durchaus einseitige* Anschauungen sind, welche dieser Systematik zu Grunde gelegt wurden, ein Vorwurf, welcher auch der früher erschienenen „Allgemeinen Gesteinskunde“ nicht erspart blieb. Und gerade in dieser glaubte der Verfasser, *mehr als dies in jedem andern Lehrbuch der Gesteinskunde geschehen war*, durch eingehende Darstellung auch der direkt entgegengesetzten Hypothesen eine umfassende Übersicht über das Thema zu geben.

Wenn auch vorauszusehen war, daß die Anschauungen der heute herrschenden Schule von seiten ihrer Anhänger der neuen Methode der Auffassung gegenüber als durchaus superiore entgegengestellt würden, so durfte doch am allerwenigsten bei den Darstellungen der „Allgemeinen Gesteinskunde“ der harte Vorwurf der Einseitigkeit erwartet werden. Wer diesen aber dort erhoben hat, der wird in noch viel höherem Maße die vorliegende „Spezielle Gesteinskunde“ als ungeeignet für die Einführung der studierenden Jugend in das an sich so außerordentlich schwierige Gebiet erklären müssen, zumal auch hier wieder die sogenannte „*polemische*“ Seite der Darstellung bei der Diskussion der weit auseinandergehenden Schulmeinungen leider nicht unterdrückt werden konnte.

Ein Mangel an dem vorliegenden Buch wird ferner in dem Fehlen von Literaturzitaten gefunden werden. Bei der außerordentlichen Weitläufigkeit der Literatur über die spezielle Gesteinskunde verbot sich das von selbst mit Rücksicht auf den beschränkten Raum sowohl als auch auf den Zweck des Buches, der nicht in einer Zusammenfassung von Zitaten, sondern vielmehr in der einheitlichen Darstellung des Gesamtgebietes der Gesteinskunde für die Bedürfnisse der Studierenden gegeben war.

Und schließlich wäre wohl auf allen Seiten die Hinzufügung ausführlicher Tabellen für die makroskopische Bestimmung der Gesteine auf das freudigste begrüßt worden. Der Verfasser mußte zu seinem großen Leidwesen auf diese wirkliche Verbesserung des Buches verzichten, da die bisherigen Versuche in dieser Richtung recht wenig ermunternd sind und überhaupt noch keineswegs die notwendige Klärung der Ansichten vorhanden ist, um eine kurze und zugleich einigermaßen einwandfreie tabellarische Übersicht zu ermöglichen.

Von zahlreichen Fachgenossen wurde der Verfasser in der liebenswürdigsten Weise, namentlich in Bezug auf die bildliche Darstellung der in Betracht kommenden Verhältnisse unterstützt. Außer den bei den einzelnen Abbildungen erwähnten Herren, welche, wie Prof. Hofmann in Přibram und Prof. Klemm in Darmstadt, recht umfangreiche Serien ihrer selbstgefertigten Photographien zur Verfügung stellten, lieferten namentlich Prof. Berwerth in Wien, Prof. Deecke in Greifswald, Dr Delkeskamp in Gießen und Prof. Rothpletz in München eine Reihe von Stufen und Präparaten, welche in wichtigen Punkten die Reihe der Illustrationen ergänzten. Ferner überließ mir die Königl. Bayrische Akademie der Wissenschaften einige Klischees aus meinen früheren Publikationen, und Prof. Cohen in Greifswald gestattete mir die Reproduktion einiger Abbildungen aus seinem bekannten Tafelwerk.

Allen, die bei der Ausarbeitung und Ausstattung des Buches behilflich waren, sei an dieser Stelle nochmals herzlicher Dank gesagt. Nicht weniger aber fühlt sich der Verfasser verpflichtet, dem Verleger gegenüber seinen Dank auszusprechen, durch dessen in jeder Beziehung rühmenswertes Entgegenkommen die Ausführung des Ganzen zu einem guten Ziele geführt wurde.

München, Petrographisches Seminar, im Januar 1905.

Prof. Dr E. Weinschenk.

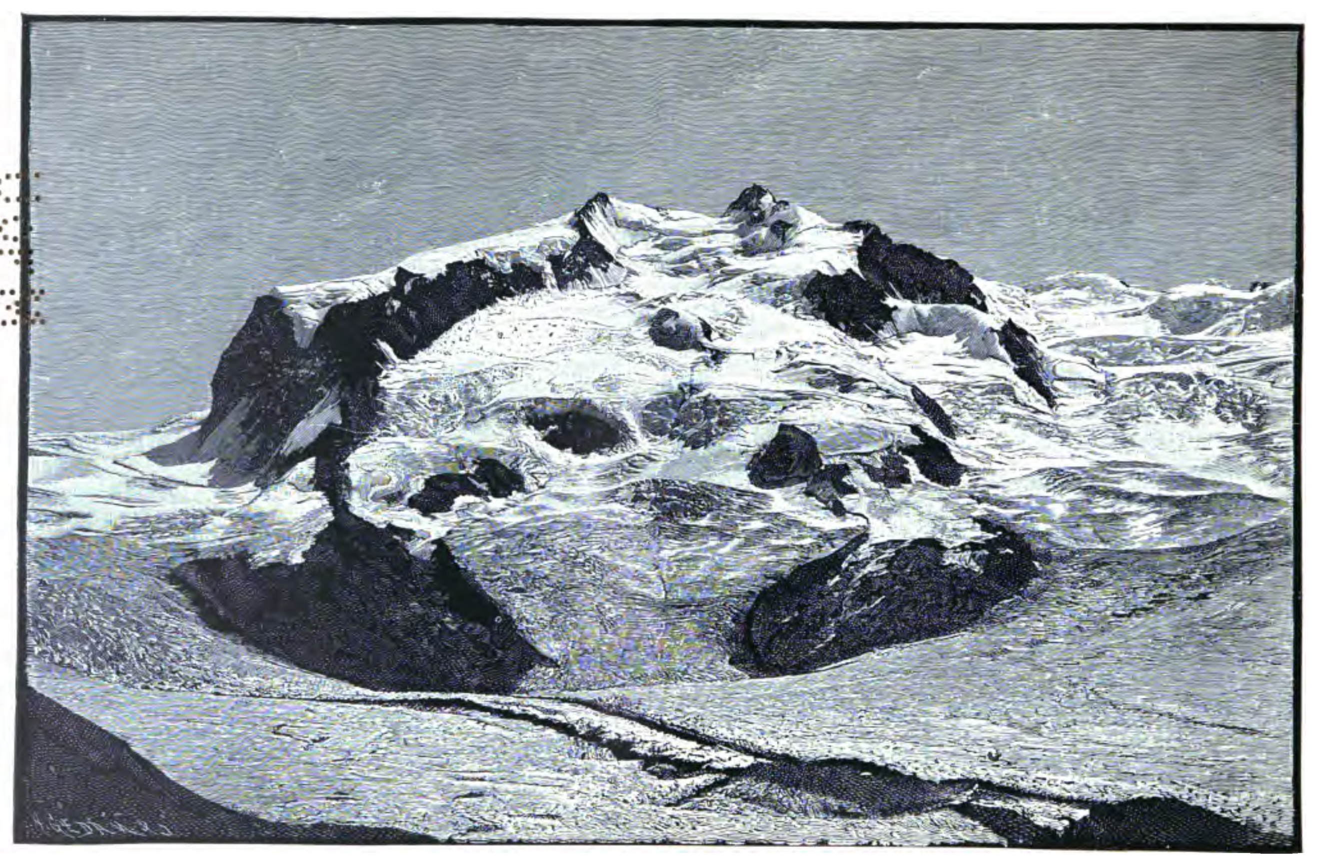
Vorwort zur zweiten Auflage.

Mit vorliegendem Buch ist der gesamte, aus vier Teilen bestehende Kursus zur Einleitung in die Gesteinskunde innerhalb von etwas mehr als Jahresfrist in zweiter Auflage fertiggestellt. Der „Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops", 2. Aufl. Ende 1905, folgten 1906 die „Allgemeine Gesteinskunde" und die „Gesteinsbildenden Mineralien", alle in wesentlich veränderter Form, wobei durch eine schärfere Abtrennung der einzelnen Teile und durch eine ausgeprägtere systematische Gliederung des Ganzen eine bessere Übersicht über die Gesamtheit des Stoffes ermöglicht wird. Die nicht unwesentliche Erweiterung des Umfangs des Gesamtwerkes, welche sich dabei als notwendig herausstellte, dürfte infolge der wesentlich exakteren Einteilung und der konsequenteren, gegenseitigen Abgrenzung der einzelnen Teile kaum störend empfunden werden, zumal in jedem der Bücher durch besonders aufmerksame Bearbeitung der Register und möglichst übersichtliche tabellarische Zusammenstellungen die Orientierung erleichtert ist. Dies zusammen mit der immer reicheren und besseren Ausstattung, für welche ich dem Verleger zu großem Danke verpflichtet bin, wird hoffentlich diesen Büchern zu ihren alten recht viele neue Freunde werben. Auch das vor kurzem erschienene „Petrographische Vademekum", welches sich an einen weiteren Kreis wendet, wird vielleicht dazu beitragen, das Interesse für eine eingehendere Beschäftigung mit petrographischen Studien zu verbreiten.

München, Petrographisches Seminar, April 1907.

Prof. Dr **E. Weinschenk.**

Tafel I.



Der Monte Rosa vom Gornergrat.

[illegible]elle Gesteinskunde

[illegible] besonderer Berücksichtigung [illegible]

[illegible] geologischen Verhältnisse.



[illegible] umgearbeitete Auflage.

Mit [illegible] Textfiguren und 6 Tafeln.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1907.
Berlin, Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St. Louis, Mo.

Spezielle Gesteinskunde

mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse.

Von

Dr Ernst Weinschenk,

a.-o. Professor der Petrographie an der Universität München.



Zweite, umgearbeitete Auflage.

Mit 186 Textfiguren und 6 Tafeln.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1907.
Berlin, Karlsruhe, München, Straßburg, Wien und St Louis, Mo.

werden, wobei mannigfache Verschiebungen alteingebürgerter Begriffe nicht zu vermeiden waren.

Dies rief manchen gewichtigen Einspruch hervor: eine konservative Richtung, an ihrer Spitze der Schöpfer der eigentlichen Petrographie, Ferdinand Zirkel, betonte in erster Linie die historische Bedeutung der petrographischen Namen, welche, durch Jahrzehnte in einem bestimmten Sinne gebraucht, in ihrer ursprünglichen Bedeutung festgehalten werden müßten. Ihr gegenüber steht die moderne Richtung, deren Begründer und geistiger Führer, Heinrich Rosenbusch, wohl als erster auf Grund zielbewußter Arbeit den Zusammenhang der äußeren Eigenschaften der Gesteine mit den chemischen und physikalischen Gesetzen zu ergründen versuchte, welche ihre Bildung beherrschten.

Es ist nicht zweifelhaft, daß es für eine Wissenschaft keinen schwereren Mißstand geben kann als die Unsicherheit der grundlegenden systematischen Begriffe, und daß die daraus notwendig sich ergebende Verwirrung möglichst erspart werden sollte. Aber ebensowenig kann es zweifelhaft sein, daß eine äußerliche Fessel, welche den Fortschritt der Wissenschaft hemmt, auch dann fallen muß, wenn sie eine hohe Bedeutung für die geschichtliche Entwicklung jener Wissenschaft besitzt. Wenn, wie dies bei der Petrographie der Fall ist, sich zur Evidenz herausgestellt hat, daß das Grundprinzip der Einteilung ein falsches war, kann auch die auf diesem Prinzip fußende Definition der Begriffe nicht mehr bestehen, und die Umwertung derselben auf die neuen Grundlagen muß — je energischer und rascher, desto besser — vollzogen werden. In diesem Stadium der Entwicklung befindet sich unsere Wissenschaft, und darauf bezieht sich der dem Buche vorangesetzte Ausspruch des weisen Heraklit: „Alles ist im Fluß."

Es mag noch betont werden, daß die heutige Bedeutung selbst sehr alteingebürgerter petrographischer Namen verhältnismäßig jungen Datums ist, daß also auch in der historischen Entwicklung sich die Begriffe schon mannigfach verschoben haben. Die Namen Granit und Syenit wurden erst von Werner im jetzigen Sinne festgelegt, nachdem der erstere vorher jedes körnige Gestein überhaupt, letzterer den Hornblendegranit von *Syene* bezeichnet hatte. Der Name Gabbro, der in der Umgegend von *Florenz* für diallaghaltigen Serpentin im Gebrauch ist, erhielt seine petrographische Bedeutung durch Leopold von Buch, und die De-

finition von Diorit im heutigen Sinne stammt sogar erst von C. F. Naumann.

Die Petrographie bildet eine Hilfswissenschaft der Geologie, für welche sie in ausgedehnten Kapiteln geradezu zur Grundlage wird. Während aber in den Lehrbüchern der Geologie das anerkennenswerte Streben vorhanden ist, in den die Paläontologie berührenden Teilen einen den modernsten Anschauungen nahekommenden Standpunkt zu vertreten, beobachtet man eine gewisse Rückständigkeit, sobald die Petrographie in Frage kommt. Nicht nur, daß trotz der kurzen Behandlung des ganzen Kapitels sich eine Art von historischem Rüstzeug alter Namen erhalten hat, welche sich eigentlich mehr auf Gesteinsabnormitäten beziehen, wie Itakolumit, Tapanhoakanga etc., findet man im allgemeinen die Ergebnisse moderner petrographischer Forschung kaum berührt. Die Furcht vor den zahlreichen neuen Gesteinsnamen geht so weit, daß auch die für den Geologen geradezu grundlegenden petrographischen Begriffe dort vermißt werden. Beides entspricht nicht den Anforderungen, welche an echte Wissenschaftlichkeit gestellt werden müssen.

Im folgenden ist den althergebrachten Namen so viel Spielraum gegeben, als sie nach ihrer historischen Bedeutung zu besitzen scheinen, und ganz ebenso wurde der Versuch unternommen, die massenhaften Namen der modernen Petrographie im gleichen Sinne eklektisch zu behandeln. Der Vollständigkeit halber aber mußte manche Konzession in beiden Richtungen gemacht werden, wie überhaupt eine möglichst umfangreiche Übersicht über das Gesamtgebiet der Gesteinskunde von vornherein in Aussicht genommen ist. Allem voran wurde als Grundprinzip aufgestellt, daß eine petrographische Systematik ausschließlich auf petrographischer Basis aufgebaut werden kann, und der Satz muß hier ganz besonders betont werden, daß das geologische Alter eines Gesteins keine Beziehungen hat zu seinem petrographischen Habitus.

Allgemeine Übersicht.

Nach der im ersten Teil [1] gegebenen Definition bezeichnet man als Gesteine alle Mineralaggregate, welche in mehr oder minder konstanter Ausbildung geologisch selbständige Körper zusammensetzen und so einen wesentlichen Bestandteil unserer Erdkruste darstellen.

Die Prozesse der Gesteinsbildung wurden gleichfalls dort eingehender besprochen, so daß darüber kurz hinweggegangen werden kann. Man unterscheidet Eruptivgesteine und Sedimentgesteine, neben welchen [illegible] nicht aus innerer Notwendigkeit, sondern vielmehr [illegible] dem Herkommen entsprechend — die dritte Gruppe der kristallinischen Schiefer aufgestellt wird.

Eruptivgesteine und Sedimentgesteine sind in ihrer Zusammensetzung wie in ihrer geologischen Lagerung, in ihrer Struktur und ganzen chemischen wie mineralogischen Beschaffenheit entgegengesetzte Typen, entsprechend den ganz verschiedenen Prozessen, welchen sie ihre Entstehung verdanken. Die Eruptivgesteine zeigen vorherrschend durchgreifende Lagerung und massige Beschaffenheit, die Sedimente haben als [illegible] Form die Schicht. Aber die ausgedehnten, [illegible] übereinandergelagerten Lava[illegible] den Schichtenlagen der Sedimente [illegible] lager machen ganz den Eindruck echter [illegible] Stücke, welche aus den Skeletten [illegible] [illegible]

[illegible]

[illegible] 66.

geschieden, so sehr, daß kein normaler Typus der einen Reihe in den normalen Vorkommnissen der andern denkbar ist. Aber wenn das von den vulkanischen Kräften ausgeschleuderte Aschenmaterial sich mit dem Material der Sedimente mischt und schließlich mehr und mehr den Hauptbestandteil der Tuffe bildet, dann stellt sich auch in chemischer Beziehung die ganze Reihe der Übergänge ein. Und dasselbe ist dort der Fall, wo eruptives Magma die aufgeblätterten Schiefer durchtränkte und dieselben mehr oder minder vollkommen sich assimilierte. Die Unterscheidung der beiden Gesteinsgruppen kann daher recht schwierig werden, zumal dort, wo sie weitgehend verändert sind.

Auch in der Struktur sind charakteristische Unterschiede vorhanden; die gesetzmäßige Ausbildung der verschiedenen körnigen Strukturen, welche bei normalen Eruptivgesteinen so deutlich die Reihenfolge der Kristallisation der einzelnen Bestandteile erkennen läßt, die porphyrische Struktur mit oder ohne amorphes Residuum und die glasige Ausbildung selbst erscheinen nur an Eruptivgesteinen.

Die Sedimente haben im Gegensatz dazu zum großen Teil echt klastische Beschaffenheit, d. h. sie bestehen hauptsächlich aus eckigen oder abgerollten Mineralkörnern in einem untergeordneten Bindemittel, oder sie sind vorherrschend aus einer Mineralart zusammengesetzt, und dann kann sich bei ihnen eine deutlich kristallinisch-körnige Struktur entwickeln. So sind Steinsalz und Anhydrit gewöhnlich körnig ausgebildet; die meisten Dolomite, zahlreiche Kalksteine haben in normalem Zustand kristallinische Beschaffenheit, aber eine gesetzmäßige Reihenfolge der Ausscheidung ist hier äußerst selten; doch trifft man z. B. den Anhydrit öfter in rings umgrenzten Kristallen eingewachsen im Steinsalz und dessen Begleitern.

Zahlreiche Eruptivgesteine sowohl als Sedimente haben weitgehende Veränderungen erlitten, unter welchen die als Metamorphismus bezeichneten mechanischen und molekularen Umbildungen besonders wichtig sind. Dann nehmen Eruptivgesteine manchmal den Charakter von Sedimenten an, und echte klastische Sedimente werden zu kristallinischen Bildungen, welche sich in mancher Beziehung mit den Eruptivgesteinen vergleichen lassen. So führt z. B. die Zermalmung gleichmäßig körniger Eruptivgesteine zu Produkten, in denen jedes einzelne Mineralkorn aus dem Gefüge gerissen und zertrümmert ist, so daß auch

im Dünnschliff ein solches Gestein nur schwer von einem Sandstein unterschieden wird. Charakteristisch aber ist für solche weitgehend „dynamometamorphe“ Gesteine, daß fast stets bald kleinere bald größere, im Querschnitt linsenähnlich erscheinende Reste des ursprünglichen Gesteins, „Flatschen“, erhalten sind, um welche sich die Zerreibungsmasse in Flasern herumlegt.

Wo andernteils Sedimente von Eruptivmassen durchsetzt werden, haben sie eine mehr oder minder vollkommene innere Umkristallisation erfahren, die sehr häufig in solchen kontaktmetamorphen Gebilden zur Entstehung rein kristallinischer Aggregate führt. Aber die Struktur der auf diesem Wege umkristallisierten Gesteine unterscheidet sich von jener der Eruptivgesteine in charakteristischer Weise: die bezeichnende Reihenfolge der Kristallisation fehlt. Wo einzelne größere Individuen in mehr oder weniger deutlicher Kristallform sich aus dem dichteren Aggregat abheben, da finden wir die Bestandteile dieser Grundmasse in Mengen als Einschlüsse in denselben, was darauf hinweist, daß die Ausbildung auch dieser größeren Einsprenglinge gleichzeitig mit der Kristallisation der übrigen Bestandteile vor sich ging.



Fig. 1. Zerbrochener Diabasgang in Marmor. Wunsiedel, Fichtelgebirge.



Fig. 2. Zerrissener Marmor in Linsen zwischen Grünschiefer. Laas, Südtirol.

Die Gesteine waren im Stadium ihrer Umkristallisation in sehr verschiedenem Maße beweglich; Kalksteine zeigen in besonderem Grade und besonderer Vollkommenheit die Vereinigung ihrer Unreinheiten zu größeren Einsprenglingen; mit ihnen wechsellagernde tonige Gesteine, in ihnen aufsetzende Eruptivgänge sind oft gebrochen (Fig. 1), und die Masse des Kalkes erfüllt alle Hohlräume und Fugen, ohne daß die einzelnen Kalkspatkörner deformiert worden wären. Oder es erscheinen auch die körnigen Kalke selbst in den

Kontaktzonen in den mannigfaltigsten, mit eigentlich sedimentärer Entstehung kaum mehr in Übereinstimmung zu bringenden Lagerungsformen (Fig. 2).

Die Identität der Struktur bei Kontaktgesteinen und der im I. Teil als metamorphische Schiefer abgegrenzten Gruppe der sog. kristallinischen Schiefer muß hier noch einmal besonders hervorgehoben werden. Wenn bei ersteren eine große Anzahl von Erscheinungen es im höchsten Grade wahrscheinlich macht, daß sie im Stadium der Umkristallisation durch die Wirkung der in ihnen bei hoher Temperatur diffundierenden Mineralbildner eine gewisse molekulare Beweglichkeit erreichten, die auf einen viskosen Zustand der Massen hinweist, so darf man bei der völligen Analogie aller in Betracht kommenden Erscheinungen auch bei den als metamorphische Schiefer bezeichneten Vorkommnissen nicht annehmen, daß die molekulare Umlagerung etwa analog zu den Erscheinungen in sich unterhalb des Schmelzpunktes abkühlenden Metallen in starrem Aggregatzustand als sog. Umstehen vor sich gegangen wäre.

Von diesem Standpunkt aus ergibt sich eine sehr nahe Verwandtschaft der beiden in der Geologie und zum Teil auch in der Gesteinskunde so scharf auseinander gehaltenen Gesteinsgruppen. Die für die genetischen Beziehungen der Kontaktgesteine und der metamorphischen Schiefer in Betracht kommenden Erscheinungen beweisen die Identität der physikalischen Bedingungen im Stadium der Umkristallisation, und damit dürfte der Schluß gerechtfertigt erscheinen, daß auch die Ursachen dieser Umkristallisation die gleichen waren.

Trotzdem sind dem Herkommen entsprechend in der folgenden Systematik als Hauptgruppen unterschieden:

A. Eruptivgesteine (Anhang: Tuffe),

B. Sedimentgesteine,

C. kristallinische Schiefer,

deren weitere Spezialisierung in der Einleitung zu jedem der einzelnen Abschnitte gegeben wird.

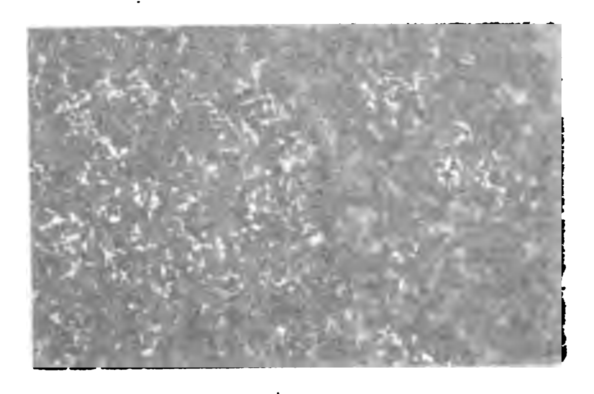
A. Die Eruptivgesteine.

Es wurde schon in der Einleitung auf den Unterschied der älteren und neueren Ansichten über die Systematik der Eruptivgesteine hingewiesen. Die rein mineralogischen Gesichtspunkte der älteren Einteilung stehen den vorherrschend chemischen der neueren gegenüber, welche sich mehr und mehr Eingang verschafft. Die ältere Klassifikation ergibt sich am besten aus folgender Tabelle, welche das System von Zirkel in verkürztem Zustand darstellt:

Struktur	Alter	Mit vorwiegendem Alkalifeldspat			Mit vorwiegendem Kalknatronfeldspat							Ohne Feldspat	
		mit Quarz	ohne Quarz		ohne Nephelin						mit Nephelin		ohne Nephelin
			ohne Nephelin	mit Nephelin	mit Hornblende oder Biotit		mit Pyroxen						
					mit Quarz	ohne Quarz	mit Hypersthen	mit Augit		mit Diallag			
								ohne Olivin	mit Olivin				
körnig	jedes Alter	Granit	Syenit	Nephelinsyenit	Quarzdiorit	Diorit	Norit	Diabas	Olivindiabas	Gabbro, Olivingabbro	Theralith	Ijolith	Peridotit, Pyroxenit
porphyrisch oder glasig	prätertiär	Quarzporphyr	Orthoklasporphyr	Nephelinporphyr	Quarzporphyrit	Hornblende- resp. Biotitporphyrit	Noritporphyrit	Diabasporphyrit	Melaphyr		Monchiquit		
	tertiär und posttertiär	Rhyolith	Trachyt	Phonolith	Dazit	Hornblende- resp. Biotitandesit	Hypersthenandesit	Augitandesit	Plagioklasbasalt	Diallagandesit	Tephrit, Basanit	Nephelin- etc. Basalt	Magmabasalt, Augitit

Unzweifelhaft fehlt dieser Tabelle schon bei oberflächlicher Betrachtung die für eine zielbewußte Systematik notwendige innere Einheitlichkeit; wenn wir hier zunächst von der Trennung der porphyrischen Gesteine in ältere und jüngere absehen, über welche

Poröse [illegible] Struktur



Oolithische Struktur, [illegible] [illegible]bach, Sachsen

A. Die Eruptivgesteine.

[illegible]

Tafel II.

Äußere Strukturformen der Eruptivgesteine.

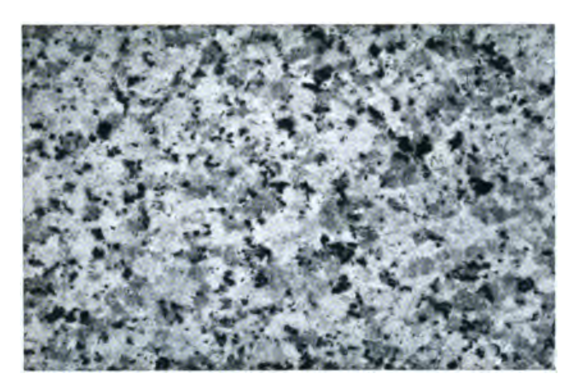


Fig. 1.
Granitische Struktur. Granit, Baveno am Lago Maggiore.

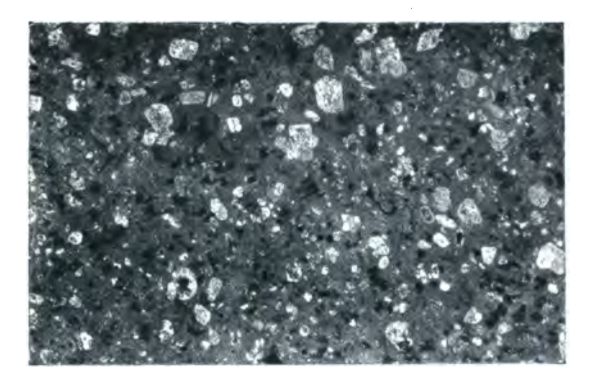


Fig. 2.
Porphyrische Struktur. Quarzporphyr, Rochlitz, Sachsen.



Fig. 3.
Ophitische Struktur. Diabas, Oppach, Sachsen.



später gesprochen werden soll, so erscheint es auffallend, daß bei den Alkalifeldspatgesteinen das hauptsächliche Einteilungsprinzip, welches die Zerlegung der Plagioklasgesteine in eine so große Anzahl von Abteilungen erfordert, nicht von Bedeutung zu sein scheint; dort ist es gleichgültig, ob Biotit oder Pyroxen das basische Mineral des Gesteins ist, während unter den Plagioklasgesteinen eine Trennung strikt durchgeführt ist, ja selbst noch je nach dem Charakter des Pyroxens drei verschiedene Reihen unterschieden werden.

Betrachten wir anderseits einen bestimmten der hier so scharf getrennten Typen, z. B. den Diabas im Sinne Zirkels, so faßt die in der Tabelle gegebene rein mineralogische Definition unter diesem Begriff alle Gesteine zusammen, welche vorherrschend aus Plagioklas mit Augit zusammengesetzt sind und körnige Struktur aufweisen. Es gibt derartige Plagioklasgesteine, in welchen der Plagioklas ein Andesin ist (mittl. Zusammensetzung 58% SiO_2, 26,5% Al_2O_3, 8,5% CaO, 7% Na_2O) und außerdem noch geringe Mengen freier Kieselsäure als Quarz vorhanden sind, neben solchen, in welchen fast reiner Anorthit den Feldspat darstellt (mit 43% SiO_2, 37% Al_2O_3, 20% CaO, 0% Na_2O) und Olivin (SiO_2 ca 40%, MgO ca 50%) öfter einen nicht unbedeutenden Nebengemengteil bildet.

Die ersteren Gesteine sind meist ziemlich licht gefärbt, leukokrat, verhältnismäßig arm an einem fast tonerdefreien Diopsid, arm an Erzen und zeigen granitische Struktur. Die letzteren sind dunkel, melanokrat und schwer. Der Pyroxen mit nicht unbeträchtlichem Tonerdegehalt überwiegt nicht selten über den Feldspat. Die Gesteine sind reich an Erzen verschiedener Art und haben in charakteristischen Vorkommnissen ophitische Struktur. Jene sind lokale Faziesbildungen von Dioriten, deren Gesamtcharakter völlig erhalten ist; diese sind die basischsten feldspatführenden Eruptivgesteine, entweder in ausgedehnten, selbständigen intrusiven oder effusiven Massen vorkommend oder mit andern, aber stets gleichfalls sehr basischen Eruptivgesteinen aus der Reihe von Gabbro zu Peridotit vergesellschaftet.

Dazu kommen noch zwei weitere Erscheinungen, welche die Unhaltbarkeit des rein mineralogischen Systems völlig beweisen, und diese ergeben sich aus dem Verhältnis von Hornblende und Augit. Sekundäre, in der Hauptsache wohl thermale Prozesse wandeln den Augit ohne weitgehende Änderung der Gesamt-

zusammensetzung des Gesteins in Hornblende um, der Diabas wird so zum Diorit, während andernteils die Hornblende, die unter höherem Druck im Schmelzfluß beständig ist, bei Nachlassen des Druckes, also z. B. bei dem Hervordringen des Schmelzflusses an die Oberfläche, wieder völlig aufgelöst werden kann und unter den jetzt gegebenen Verhältnissen als Augit auskristallisiert; dasselbe Magma, welches als Tiefengestein in die Reihe der Diorite gehört, wird zu einem Lavastrom von Augitandesit, der in obiger Tabelle der Rubrik der Diabase angehört.

So wird durch dieses rein mineralogische Prinzip das Zusammengehörige getrennt und einander Fernstehendes vereinigt, während verhältnismäßig einfach eine Lösung des scheinbar verwirrten Knotens zu finden ist. Die ganze Beschaffenheit der Eruptivgesteine, wie sie uns vorliegen, ist das Ergebnis der chemischen Zusammensetzung des Magmas einerseits und der physikalischen Bedingungen bei seiner Verfestigung anderseits. Es ergibt sich ein inniger Zusammenhang zwischen diesen beiden Faktoren und dem äußeren Habitus des Gesteins, welch letzterer doch wohl für die Bestimmung in erster Linie in Frage kommt.

Es liegt auf der Hand, daß Gesteine, welche reich an Kieselsäure, an Tonerde oder Alkalien sind, helle und spezifisch leichte Gesteine darstellen, da Kieselsäure und Alkalitonerdesilikate farblos sind und geringes Gewicht besitzen. Dagegen sind jene Gesteine spezifisch schwer und dunkel gefärbt, in welchen Kalk, Magnesia und Eisen eine größere Rolle spielen, da die eisenhaltigen Kalkmagnesiasilikate, wie die Erze, sehr schwer und dunkel sind. In der Reihe von den Orthoklasgesteinen zu den Plagioklasgesteinen nehmen die ersteren ebenso gleichmäßig ab, wie die letzteren zunehmen, und man beobachtet, wenn man zunächst nur die Tiefengesteine in Betracht zieht, daß mit dieser Änderung auch ein recht charakteristischer Wechsel des basischen Gemengteils eintritt, welcher in den kieselsäurereichsten hauptsächlich Glimmer, in den intermediären in erster Linie Hornblende und in den basischen besonders Augit ist.

Die meisten Granite, d. h. die kieselsäurereichsten Eruptivgesteine, sind daher Glimmergranite; Hornblende enthalten die meisten der intermediären Gesteine, welche somit der älteren Definition von Syenit und Diorit völlig entsprechen, während in den basischen Gesteinen, Gabbro und Diabas, Pyroxene am verbreitetsten sind, und zwar in den ersteren, in welchen der

Charakter der Feldspatgesteine noch deutlich hervortritt, öfter Diallag und rhombischer Pyroxen neben oder an Stelle des gemeinen Augits, während im Diabas, wo der Feldspat zurücktritt, hauptsächlich der letztere herrscht. Dieses auf die ältere Definition übertragen ergibt, daß die Trennung von Norit und Gabbro gegenüber von Diabas besonders in dem Mengenverhältnis des Feldspats zu den dunkeln Gemengteilen zu suchen ist, während der Charakter des Plagioklases in all diesen Gesteinen gleichmäßig ein sehr basischer ist gegenüber dem an Kieselsäure und Natron reicheren der Diorite. Mit dieser Änderung der Gesamtzusammensetzung geht dann ferner noch eine Änderung der Struktur Hand in Hand: im Diorit hat man noch die normale granitische Struktur, während bei Norit und Gabbro die gleichmäßig körnige Gabbrostruktur Platz greift und endlich bei weiterer Zunahme der basischen Gemengteile sich die ophitische Struktur einstellt; letztere ist charakteristisch für Diabase.

Es gibt nun aber unter den echten Dioriten auch solche, in welchen ganz oder zum Teil an Stelle der Hornblende Glimmer oder Augit tritt, ohne daß in der Gesamtzusammensetzung wie in Struktur oder Habitus irgend eine Änderung hervortreten würde. Und ebenso wie man neben Glimmergraniten Amphibol- und Pyroxengranite unterscheidet, ebenso wird man neben den normalen und häufigsten Hornblendedioriten auch Glimmer- und Augitdiorite abtrennen können, wobei in erster Linie der Habitus des Gesteins, welcher eben den Ausdruck seiner chemischen Zusammensetzung darstellt, das Bestimmende ist. Ganz entsprechend wird man neben dem Diallaggabbro den Augitgabbro einerseits, den Hornblende- und Glimmergabbro anderseits zu unterscheiden haben, Gesteine von gleichmäßig basischem Charakter, der sich schon im äußeren Habitus, in der dunkeln Farbe und dem verhältnismäßig hohen Gehalt an dunkeln Bestandteilen dokumentiert, unter dem Mikroskop aber noch deutlicher wird, durch die Bestimmung des stets sehr basischen Plagioklases wie durch die herrschende Gabbrostruktur. Und die Diabase endlich sind in frischem Zustand fast ausschließlich Augitdiabase; Hornblendediabase (Amphibolobase) sind seltene Erscheinungen und meist auf eine sekundäre Uralitbildung zurückzuführen. Mit dem sich hier steigernden Gehalt an Pyroxen tritt gleichzeitig ein Anwachsen des Erzgehaltes hervor, die Gesteine sind ganz dunkel und von hohem spezifischem Gewicht.

Die Betrachtung der ophitisch struierten Diabase ist indes noch in verschiedenen andern Richtungen für die Systematik von Interesse, so daß auch diese etwas eingehender zu erörtern sind. Die Diabase zeichnen sich durch eine ungemein gleichmäßige Beschaffenheit aus: wenn auch hier gröberkörnige, dort feinkörnige bis ganz dichte Bildungen vorliegen, so ist bei nor-

malen Gesteinen dieser Reihe weder mineralisch noch strukturell ein grundsätzlicher Unterschied vorhanden zwischen jenen, welche Intrusivmassen bilden, und den eigentlichen Decken und Strömen. Der Unterschied der körnigen Tiefengesteine gegenüber den porphyrischen Ergußgesteinen verwischt sich vollkommen, und es ist daher, für diese basische Gesteinsreihe wenigstens, nicht richtig, wenn man die porphyrische Struktur schlechtweg als charakteristisch für Ergußgesteine aufstellt. So vollständig diese Anschauung bei den sauern und intermediären Gesteinen zutrifft, deren körnige Formen ausschließlich dem Bereich der Tiefengesteine angehören, so wenig berechtigt ist sie bei diesen basischen Gesteinen. Diese Schmelzflüsse, welche, wie das Experiment beweist, in ihrer Kristallisationsfähigkeit von der Gegenwart der Mineralbildner so gut wie unabhängig sind, zeigen dies auch in der gleichmäßigen Struktur der aus ihnen unter den verschiedenartigsten physikalischen Verhältnissen kristallisierten Gesteine.

Der Begriff Diabas gibt weiterhin zu bemerkenswerten Erörterungen Anlaß. Man bezeichnet mit diesem Namen nämlich fast allgemein nur stark umgewandelte Gesteine, sog. Grünsteine, und hat deren unveränderte Äquivalente in der Hauptsache wenigstens mit ganz abweichenden Bildungen zusammen in der vom Diabas scharf abgetrennten Reihe der Basalte, speziell der Plagioklasbasalte, untergebracht. Es ist damit in der zumal in Deutschland allgemein üblichen Systematik das Zusammengehörige auseinandergerissen, während einander ganz fremdartige Typen zu einem Begriff vereinigt wurden.

Betrachtet man die Gesamtgruppe der Basalte in dem fast allgemein angenommenen Umfang etwas eingehender, so treten deutlich in der geologischen Erscheinungsform wie im äußeren Habitus, in der chemischen Zusammensetzung wie in der mikroskopischen Beschaffenheit zwei einander ganz fremdartige Typen hervor.

Wenn auch alle hier in Betracht kommenden Gesteine gleichmäßig dunkle, mehr oder minder schwarze Gesteine sind, wenn auch bei den verschiedenartigen Typen derselben die Absonderung zu Säulen in gleicher Weise fast allgemein verbreitet ist, so zeigt doch ein eingehendes Studium den Unterschied der beiden Reihen in jeder Beziehung.

Versucht man zunächst auf Grund der Untersuchungen im Dünnschliff die unterscheidenden Merkmale festzustellen, so hat man auf der einen Seite Gesteine, welche in Bezug auf ihre Struktur und mineralische Zusammen-

setzung meist recht klar sind gegenüber den andern, welche oft erst im dünnsten Schliff und bei sehr starker Vergrößerung auflösbar werden. Die ersteren Gesteine sind im allgemeinen arm an Olivin, wenigstens nie sehr reich an diesem Mineral, und enthalten in frischem Zustand fast ausschließlich daneben einen basischen Plagioklas, Augit und Titaneisen. Eigentliche Porphyrstruktur ist hier nicht verbreitet, und bei nicht allzu geringer Korngröße herrscht die ophitische oder intersertale Strukturform vor, wobei die leistenförmigen Feldspate den Grundcharakter der ganzen Gesteinsstruktur bedingen (Fig. 3). Die Gesteine der andern Gruppe, meist mit viel stärker hervortretendem Gehalt an Olivin, oft sogar sehr olivinreich, enthalten neben den Gemengteilen der ersten noch zahlreiche andere Mineralien, welche in ungemein wechselnder Menge sich an ihrer Zusammensetzung beteiligen, während sie dem andern Typus vollständig fehlen. Es tritt in dem bedeutenden Vorherrschen von Olivin und Augit, welch letzterer häufig eine echte Porphyrstruktur bedingt, der lamprophyrische Gesteinscharakter



Fig. 3. Trapp. Rejkjavik, Island.



Fig. 4. Basalt. Pechbrunn, Fichtelgebirge.

deutlich hervor. Der basische Plagioklas wird ganz oder zum Teil ersetzt durch Nephelin, Leuzit, Melilith, Sodalith und Glas, vielleicht auch Orthoklas, aber diese lichten Bestandteile treten stark zurück und machen kaum mehr ein Viertel des Ganzen aus, das sie aber in einem und demselben Vorkommnis in ungemein wechselnden Mengenverhältnissen zusammensetzen. Mit dieser Abnahme des farblosen Gemengteils wird die Struktur der Gesteine verändert, der Augit nimmt auch in der meist ungemein dichten Grundmasse deutlichere Kristallumgrenzung an, und das gesamte mikroskopische Bild dieser Gesteine erhält seinen Charakter durch diese massenhaften Mikrolithen des basischen Gemengteils (Fig. 4).

Betrachtet man den ersten Typus makroskopisch genauer, so ist im allgemeinen auch da schon der Unterschied deutlich, und er wurde, wenn auch in unbewußter Weise, schon früher hervorgehoben durch die Namen Dolerit oder Anamesit, welche den Gegensatz zu den ganz dichten, splittrig brechenden, eigentlichen Basalten bezeichnen. Die körnige Beschaffenheit der ersten Abteilung ist auch in deren feinkörnigsten Vorkommnissen meist noch dem

bloßen Auge deutlich. Ein weiterer Unterschied, der schon bei der makroskopischen Betrachtung fast immer hervortritt, besteht in dem Gehalt an Einschlüssen: echte Basalte lassen wohl nie die so charakteristischen Einschlüsse von Olivinfels u. dgl. vermissen; gewöhnlich erscheinen diese so massenhaft, daß es kaum gelingt, ein Handstück zu schlagen, ohne wenigstens Spuren desselben mit aufzunehmen. Die ophitisch oder intersertal struierten Gesteine der Reihe aber enthalten solche Einschlüsse niemals.

Auch die geologische Form des Auftretens ist bei beiden Arten eine sehr verschiedene: der zuletzt genannte Typus bildet unter den Ergußgesteinen nächst dem Quarzporphyr die gewaltigsten Massen. Die mächtigen Lavaströme, welche in ungeheurer horizontaler Ausdehnung an der Westküste



Fig. 5. Assuk Fjord in Grönland. Treppenförmig aufsteigende Trappdecken. (Phot. Prof. Steenstrup.)

Englands beginnend über Island bis nach Grönland (Fig. 5) verfolgt werden können, oder welche Hunderttausende von Quadratkilometern im innern Dekhan bedecken, sind ophitisch oder intersertal struierte Gesteine, stets frei von Nephelin und den andern Vertretern des basischen Plagioklases und ebenso frei von den Einschlüssen von Olivinfels. Ihnen gegenüber sind die echten Basalte im einzelnen stets sehr untergeordnete Bildungen; eigentliche Lavaströme sind selten; meistens treten sie als kleine Kuppen oder Putzen (Fig. 6) hervor, wie sie z. B. in der Trias von Mitteldeutschland nach Hunderten vorhanden sind. Dort erscheint dann mit dem dichten, echt basaltischen Habitus die Variabilität der Zusammensetzung und der Gehalt an Einschlüssen allenthalben deutlich, Verhältnisse, die sich auch in dem Auftreten der später zu besprechenden Sonnenbrenner äußern, welche dem andern Typus völlig fehlen. Endlich ist ein ebenfalls durchgreifender Unterschied in der chemischen Zusammen-

setzung gegeben, der sich vor allem in dem Gehalt an Kieselsäure ausspricht. Bei der ersten Gruppe beträgt diese ca 50 % und geht nur ausnahmsweise unter diese Zahl herunter, bei der letzteren sind es ca 40 %, und nur selten kommen 42—43 % vor, während andernteils ihr Kieselsäuregehalt auf 30 % und darunter sinken kann.

Die hier als erster Typus ausgeschiedenen Gesteine sind in Struktur und Zusammensetzung, in ihren chemischen Verhältnissen wie im geologischen Vorkommen die dem Diabas entsprechenden frischen Gesteine, welche in den nordischen Ländern wegen der zahlreichen, nach Art von Treppen (schwed.

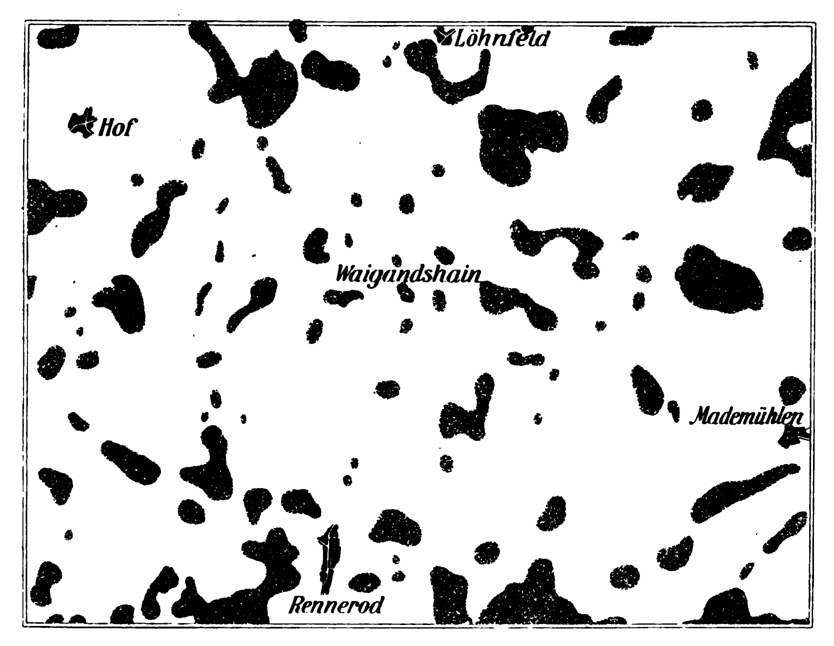


Fig. 6. Basaltdurchbrüche auf Blatt Rennerod am Westerwald.

trappar) übereinander aufsteigenden Lavaströme den Namen Trapp erhalten haben, der, in der Literatur vielfach falsch angewendet, heute allerdings stark in Mißkredit gekommen ist. Da es aber nicht angehend erscheint, so heterogene Dinge, wie sie im obigen ausführlich geschildert wurden, mit einem und demselben Namen als Basalt zu bezeichnen, so ergibt sich die Notwendigkeit, als Trapp die den Diabasen entsprechenden frischen, normalen, basischen Eruptivgesteine abzutrennen gegenüber dem Basalt, der in der Hauptsache anormale, und zwar lamprophyrische Gesteine umfaßt.

Die Untersuchung über die wahre Bedeutung petrographischer Namen legt aber außerdem die für die Geologie besonders wichtige Frage nahe über die Beziehungen der petrographischen Beschaffenheit eines Eruptivgesteins zu seinem geologischen Alter. Es wurde im I. Teil im einzelnen ausgeführt und als Leitsatz der ganzen speziellen Gesteinskunde vorausgestellt, daß solche Beziehungen überhaupt nicht existieren. Gerade die hier betrachtete Gesteinsserie ist ein besonders klares Beispiel dafür, daß die Einführung des historisch-geologischen Prinzips als Grundlage der petrographischen Systematik absolut nicht aufrechterhalten werden kann. Man hat zunächst den Diabas als geologisch älteren Typus von paläozoischem oder mesozoischem Alter gegenübergestellt dem jüngeren Plagioklasbasalt der tertiären und rezenten Periode. Wenn nun auch zweifellos, wie oben ausgeführt, ein Teil der als Plagioklasbasalte zusammengefaßten Gesteine den Diabasen in jeder Beziehung entspricht, und wenn auch die typischen mitteldeutschen Vorkommnisse dieser Art z. B. sicher tertiären Alters sind, so liegt der systematische Unterschied doch keineswegs in diesen Altersbeziehungen. Die Diabase Oberitaliens, deren tertiäres Alter nicht zweifelhaft ist, unterscheiden sich in keiner Weise von den analogen Gesteinen im Devon des Fichtelgebirges, und die ausgedehnten Trappdecken (Aasby-Diabas Törnebohms) im Silur Schwedens sind kaum unterschieden von dem, was man z. B. im Vogelsberg als Anamesit oder Dolerit bezeichnet hat, und das sicher tertiären Alters ist, oder von dem rezenten „Ätnabasalt".

Der deutlich hervortretende Unterschied zwischen dem Trapptypus der Basalte und den diesen entsprechenden Grünsteinen, den Diabasen, ist kein zeitlicher, sondern ein rein pathologischer, das historische Einteilungsprinzip trifft also den Kern der Sache nicht. Noch schlimmer aber wurde die Sache gerade bei den hier betrachteten Gesteinen durch die noch eingehendere zeitliche Klassifizierung Gümbels, welcher schließlich den Namen Diabas auf die devonischen Vorkommnisse beschränkt wissen wollte, denen er die Namen Proterobas für die früheren (griech. proteros) und Epidiabas für die späteren (griech. epi) entgegenstellte. Nun ist aber doch wohl zweifellos, daß solche Namen für die Gesteinskunde, die das Gestein als solches betrachtet, nur dann von Bedeutung sein können, wenn sie irgend etwas allgemein Unterscheidendes im Charakter der

betreffenden Gesteine bezeichnen. Wenn nun auch zuzugeben ist, daß manchmal in einem eng umgrenzten Gebiet die verschiedenen geologischen Perioden angehörigen Eruptivgesteine gewisse charakteristische Unterschiede erkennen lassen, so gibt es bei der Betrachtung der Verhältnisse auf den verschiedensten Teilen der Erde derartige an bestimmte geologische Perioden gebundene Erscheinungen im petrographischen Habitus nicht. Die Gesteinskunde aber kann ausschließlich zum Ziele haben, die Gesteine der gesamten Erdkruste von einheitlichem Gesichtspunkt aus zu behandeln, muß daher solchen Versuchen einer Einmischung in ihre Systematik von seiten der Geologen ablehnend gegenüberstehen.

Sowenig alle Diabase vortertiär sind, ebenso wenig erscheinen alle Vorkommnisse des Trapptypus als postmesozoische Gesteine. Man muß die Sache vielmehr in folgender Weise präzisieren: Trapp ist das frische, Diabas das umgewandelte Gestein, und ganz Entsprechendes gilt für andere Gruppen von Ergußgesteinen: z. B. Liparit ist frisch, Quarzporphyr mehr oder weniger stark zersetzt. Daß die jüngsten Bildungen nun vorherrschend den frischeren, die älteren den unfrischeren Habitus zeigen, liegt in der Natur der Sache und braucht nicht weiter diskutiert zu werden; jedenfalls aber muß als Grundprinzip jeder systematischen Gesteinskunde der Satz wiederholt werden: Der petrographische Habitus eines Gesteins steht in keiner Beziehung zu seinem geologischen Alter.

Nimmt im Diabas der Gehalt an Feldspat weiter ab, so geschieht dies im allgemeinen unter gleichzeitiger Zunahme des im Diabas selbst meist untergeordneten Olivins; dabei wird die ophitische Struktur mehr und mehr verwischt, und die feldspatarmen Pikrite zeigen eine andere, dem Gabbro genäherte Struktur, oder es treten porphyrische Formen auf, welche sich dann in nichts vom eigentlichen Plagioklasbasalt in dem hier angenommenen Sinne des lamprophyrischen Gesteins unterscheiden, wie die Pikritporphyrite. Das Verschwinden des Feldspats erfolgt ziemlich plötzlich, und die Übergangstypen der Pikrite, welche in die feldspatfreien Gesteine, die Pyroxenite und Peridotite, hinüberführen, sind dementsprechend selten und gewöhnlich nur lokale Spaltungsprodukte von Diabas.

Neben der hier skizzierten Reihe der Orthoklas- resp. Plagioklasgesteine existiert noch eine weitere, welche namentlich in ihren basischsten und in ihren sauersten Gliedern sich aufs engste an jene anschließt, in ihren typischen, besonders den intermediären Vorkommnissen sich aber durch das bedeutende Vorherrschen von Natron auszeichnet, wodurch in den kieselsäureärmeren Gliedern sich Nephelin als charakteristischer Gemengteil einstellt, während gleichzeitig in der ganzen Reihe auch der basische Gemengteil einen nicht unbedeutenden Gehalt an Natron aufweist. Als Bisilikat ist hier verhältnismäßig

selten Glimmer, häufiger sind Natronpyroxene und Natronamphibole, jene in den basischeren, diese in den sauern vorherrschend. Die normalen Natrongesteine zeigen mit abnehmendem Gehalt an Kieselsäure keine oder nur geringe Zunahme der zweiwertigen Metalle; die dunkeln Gemengteile spielen hier keine Rolle, und die Natronfeldspate, Anorthoklas oder Albit sind die bezeichnenden Feldspatmineralien. In den eigentlichen Natrongraniten tritt an Stelle des Anorthoklases öfter noch ein ziemlich kalireicher Perthit; der Unterschied gegenüber dem normalen Granit spricht sich hier viel deutlicher in dem basischen Mineral aus, das am häufigsten Riebeckit oder Arfvedsonit ist. Die Natronsyenite, in den typischen Vorkommnissen aus Anorthoklas und Ägirinaugit oder Ägirin bestehend, sind ein Teil der früher als Augitsyenit bezeichneten Gesteine, und mit weiterer Abnahme der Kieselsäure wird der basische Nephelin zu einem charakteristischen Gemengteil, der schließlich überwiegt, ohne daß der lichte Charakter des Gesteins verloren geht. Auch die Nephelinsyenite und die Nephelinite mit ihrem niederen Kieselsäuregehalt sind licht gefärbt und die spezifisch leichtesten unter den körnigen Gesteinen. Nur wenn Kalknatronfeldspat in größerer oder in herrschender Menge eintritt, dann nimmt mit ihm auch die Menge des dunkeln Gemengteils zu, und die verhältnismäßig untergeordneten Nephelinplagioklasgesteine schließen sich in ihrem Habitus ganz an die nephelinfreien basischen Plagioklasgesteine an.

Aus obigem ergibt sich nebenstehende Tabelle der Feldspatgesteine (S. 19).

Es handelt sich aber bei den Gesteinen keineswegs um absolut feststehende Typen, sondern vielmehr um eine kontinuierliche Reihe, in welcher fast jedes einzelne Glied durch alle Übergänge mit jedem andern verbunden ist. Zwischen Granit und Syenit stellen sich Glieder ein, die man als Syenitgranit bezeichnen kann, zwischen Granit und Quarzdiorit vermitteln die Tonalite, während der Monzonit den Syenit mit dem Diorit verbindet. Zwischen Syenit und Gabbro schiebt sich der Orthoklasgabbro, der wieder in zahlreichen Vorkommnissen in die Reihe der Natrongesteine hinüberspielt, z. B. in den Essexiten. Ebenso kennt man Gabbrodiorit und Gabbrodiabas als derartige Übergangsglieder, und schließlich stehen zwischen Diabas und Theralith die ophitisch struierten analzimführenden Teschenite. Peridotite entwickeln sich nicht aus normalen Orthoklasgesteinen, wohl aber aus Plagioklas- wie aus Natrongesteinen durch eine allerdings seltenere Reihe von Übergängen.

Ferner gibt es zwischen den körnigen und den porphyrisch ausgebildeten Gliedern eine ganze Reihe von Übergängen, wie z. B. aus Granit durch Porphyrgranit und Granitporphyr der Quarzporphyr hervorgeht, und ebensolche Übergangsglieder mit bald noch deutlich körniger, bald dichter, stets aber holokristalliner Grundmasse bezeichnet man als Syenitporphyre resp. als Diorit-, Gabbro- und Diabasporphyrite.

Was sodann die korrelaten Typen unter den Tiefengesteinen und Ergußgesteinen betrifft, so steht für saure und intermediäre fest, daß die Ergußgesteine durchweg Unterschiede in ihrer Zusammensetzung gegenüber den entsprechenden Tiefen-

Tabelle der eruptiven Feldspatgesteine.

	Orthoklasgesteine		Plagioklasgesteine						Natrongesteine		
Vorherrschender Gemengteil	Kalifeldspat		Natronkalkfeldspat		Kalknatronfeldspat		basisches Mineral, meist Augit		Natronfeldspat		
Zweiter Hauptgemengteil	mit abnehmendem Kieselsäuregehalt ⟶ zunehmender Gehalt an farbigem Mineral: Glimmer, Hornblende oder Pyroxen						kalkreicher Plagioklas		geringer Gehalt an farbigem Mineral		
am häufigsten	Biotit (Muskowit)	Hornblende	Biotit, Hornblende	Hornblende	Pyroxen		Labrador		Natronpyroxen		Natronamphibol
Unterscheidender Gemengteil	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	ohne Olivin	mit Olivin	ohne Olivin	mit Olivin	mit Nephelin	ohne Nephelin: ohne Quarz	ohne Nephelin: mit Quarz
Habitus	leicht und hell ⟵⟶ schwer und dunkel								leicht und hell		
körnig	Granit	Syenit	Quarzdiorit	Diorit	Gabbro	Olivingabbro	Trapp: Diabas	Trapp: Olivindiabas	Nephelinsyenit	Natronsyenit	Natrongranit
porphyrisch	Liparit Quarzporphyr	Trachyt Orthoklasporphyr	Dazit Quarzporphyrit	Andesit Porphyrit			Melaphyr Diabasporphyrit		Phonolith Nephelinporphyr	Natrontrachyt Keratophyr	Natronliparit Keratophyr

gesteinen zeigen. Sie pflegen reicher an Kieselsäure und Alkalien zu sein als diese, während die zweiwertigen Metalle in geringerer Menge vorhanden sind, haben somit aplitartigen Charakter. Die Zusammensetzung des Liparits entspricht so nicht ganz jener des Granits; Feldspat und Quarz herrschen in ersterem viel mehr, und das dunkle Mineral tritt in den Hintergrund. So erscheinen die basischeren Typen der Porphyrite und Andesite gegenüber dem Gabbro in derselben Weise unterschieden und können doch nur als Äquivalente dieses Gesteins aufgefaßt werden.

Gänge von der Zusammensetzung eines Granits können die Struktur eines normalen Granits haben; wir dürfen dann schließen, daß solche Gesteine sich äußerst langsam und gleichmäßig abgekühlt haben, was bei den oft schmalen Adern nur dort denkbar ist, wo gewaltige vulkanische Massen vorher ganze Gesteinskomplexe auf bedeutende Temperaturen erwärmt hatten. Wenn man irgendwo einen Granitgang findet, so liegt in diesem allein schon ein Beweis vor, daß eine bedeutende Erhitzung des Nebengesteins einst vorhanden war. Mit der Entfernung von dem Zentrum der vulkanischen Aktion, räumlich oder zeitlich, d. h. mit der Abnahme der hohen Temperatur des Nebengesteins, wird die kristallinische Beschaffenheit des Gesteins geringer: es vollzieht sich der Übergang durch den Granitporphyr in den Quarzporphyr, und die äußersten Ausläufer, welche überhaupt wie mit einem Schlag sich verfestigten, wurden zu Pechstein.

Ganz anders liegt die Sache beim Diabas resp. Trapp. Wenn auch in den schlackigen Ausbildungsformen der Oberfläche der Lavaströme oder an den Salbändern schmaler Gänge an Glas nicht arme Gesteine vorkommen, so ist doch bei diesen Gesteinen im allgemeinen kaum ein Unterschied in der Ausbildung vorhanden, ob man die Probe dem Zentrum der vulkanischen Masse oder den äußersten Ausläufern entnimmt. Die viel höhere Kristallisationsfähigkeit des basischen Schmelzflusses, dessen Beweglichkeit im Stadium der Kristallisation nicht erst durch die Mineralbildner bedingt ist, führt auch noch unter wenig günstigen Bedingungen zu vollkristallinischen Gesteinen, und das Vorkommen eines körnigen Diabasganges gibt keinen Anhaltspunkt dafür, daß einst der ganze Gesteinskomplex auf höhere Temperaturen erwärmt war. Man findet rein kristallinische Gänge der basischen Eruptivgesteine daher in weiter Verbreitung

auch innerhalb wenig oder gar nicht veränderter, sedimentärer Schichten, während granitische Gänge und Adern das Bezeichnende für die sog. kristallinischen Schiefer sind und niemals in nicht metamorphischen Sedimenten auftreten.

In weiter Verbreitung aber trifft man neben den Gängen von der normalen Zusammensetzung der in der Tabelle aufgeführten Eruptivgesteine solche vom Charakter der aplitischen und lamprophyrischen Spaltungsgesteine, welche im ersten Teil (S. 55ff) eingehender skizziert wurden. Die Nachschübe der mächtigeren Intrusionen zeigen gewöhnlich die Form von Spaltungsgesteinen, und die vollkristallinische Entwicklung, welche diese Bildungen fast überall gefunden haben, beweist, daß ihre Abkühlung keine abrupte und somit die Temperatur der Intrusivmasse selbst noch so bedeutend war, daß sie ihr Gefolge vor glasiger Erstarrung bewahrte. Man schließt daraus, daß die vulkanische Intrusion selbst und ihre Nachschübe zeitlich eng miteinander verbunden sind.

Auch die Abzweigungen der mächtigeren Massen, die Apophysen, haben namentlich da, wo sie in massenhaften Adern das ganze Nebengestein injizieren, im allgemeinen den Charakter von Spaltungsgesteinen, und zwar von Apliten, die bald feinkörnig, bald ungemein grobkörnig und pegmatitartig ausgebildet den Grundzug langsamer Abkühlung an sich tragen.

Auch die zuletzt geschilderten Erscheinungen der Spaltungsgesteine finden sich in besonders ausgedehntem Maße und besonders wohl charakterisierter Form bei den an Kieselsäure und Alkalien reichen Gesteinen: sie werden mehr und mehr undeutlich bei den Diabasen, deren basische Spaltungsgesteine wohl in den Pikriten vorliegen dürften. Aber auch für diese Spaltungsprodukte ist der Name Ganggesteine nur in beschränktem Maße anwendbar, und vollends ist es definitiv abzulehnen, wenn heutzutage versucht wird, einen in Gangform auftretenden Aplit als etwas Abweichendes einer aplitischen Randfazies eines Stockes gegenüberzustellen und womöglich mit einem eigenen Namen von diesem zu unterscheiden. Und damit kommen wir zu einem schweren Mißstand der modernen Systematik, welcher der Gesteinskunde unberechenbaren Schaden zugefügt hat. Die Hervorhebung der Ganggesteine durch Rosenbusch und seine Schule hat diese ungemein wenig konstante Gruppe von Gesteinen zu den beliebtesten Objekten für petrographische Untersuchungen gemacht. Speziell die verschiedenen Formen der Spaltungsgesteine, meistens nichts weiter als durch ganz lokale Verhältnisse in geringem Maße modifizierte Bildungen, deren Bedeutung kaum mehr der Definition eines Gesteins entspricht, sind in den Vordergrund der ganzen Wissenschaft gestellt worden, und jede auch noch so geringfügige Änderung in der chemischen und mineralischen Zusammensetzung oder in der Struktur hat den Anlaß zu

einem neuen Namen gegeben, welche in den letzten Jahrzehnten in bunter Reihe emporgewachsen sind, ohne daß durch diese subtilen, oft geradezu haarspaltenden Unterscheidungen der Wissenschaft selbst irgend ein Dienst erwiesen worden wäre. Dafür wurde sie mit einem Ballast von Namen für Dinge beladen, welche für die Gesamtheit der Erscheinungen ohne jede Bedeutung sind.

Bei der Ablehnung dieser modernen Sucht, speziell die „Ganggesteine" in einer solch ungebührlichen Weise in den Vordergrund zu stellen, darf man allerdings nicht zu weit gehen und nicht das wirklich Berechtigte mit dem Unberechtigten verdammen. Nichts entspricht der echten Wissenschaftlichkeit weniger als die namentlich auf seiten der Geologen hervortretende Übung, die neueren Gesteinsnamen überhaupt von vornherein abzulehnen, weil unter denselben allerdings ein sehr hoher Prozentsatz für die Geologie wenigstens durchaus bedeutungsloser Namen vorhanden ist. Gleichzeitig werden aber auf jener Seite die Bezeichnungen der älteren Geologie, die in zahlreichen Fällen als ebenso durchaus wertlos erkannt sind, festgehalten.

Die moderne Literatur der Ganggesteine speziell erweckt den Eindruck, als wäre der Begriff eines Gesteins stöchiometrisch etwa in ähnlichen Grenzen festzustellen, wie das bei einem Mineral der Fall ist. Wer sich Mühe gegeben hat, größere Reihen von Gesteinsanalysen, z. B. in den „Elementen der Gesteinslehre" von Rosenbusch, genauer miteinander in Beziehung zu bringen, der wird bei Tiefengesteinen wie bei Ergußgesteinen weitgehende Schwankungen fast aller Bestandteile beobachten, welche den „chemischen Typus" eines Gesteins als etwas wenig scharf Definiertes erkennen lassen. Nur für die Ganggesteine wird der Begriff chemisch eng umgrenzt; jede Modifikation der Zusammensetzung gibt hier Anlaß zur Aufstellung eines neuen Typus. Namen wie Gauteit, Vulsinit etc., die nichts weiter bezeichnen als Übergänge zwischen Trachyt und Andesit, wie sie schon früher als Trachytandesite oder Trachydolerite bezeichnet wurden, haben ebensowenig Bedeutung wie die Tinguaite, die auf das vollkommenste mit echten Phonolithen übereinstimmen, oder die Paisanite, welche den Natronlipariten gleich sind, nur daß sie eben zufällig gangförmig auftreten, was übrigens echte Phonolithe oder Liparite auch tun. Ebensowenig Berechtigung vom petrographischen Standpunkt aus haben aber auch eine Reihe älterer, in der Geologie immer noch beibehaltener Namen, z. B. Anamesit, Ditroit, Leukophyr, Epidiorit, weil diesen Unterscheidungen zu Grunde liegen, welche vom Standpunkt moderner Systematik nicht mehr aufrecht erhalten werden können.

Es wird in einer systematischen Gesteinskunde, welche als Hilfsbuch bei wissenschaftlichen Arbeiten dienen soll, nicht zu umgehen sein, in weiterem Umfang auch solche Namen anzuführen, deren Berechtigung nicht anerkannt werden kann; im übrigen wird der Versuch gemacht, die ungemein umfangreiche petrographische Nomenklatur zu vereinfachen, um es auch dem weniger Eingeweihten zu ermöglichen, das wirklich Wichtige von dem überflüssigen Beiwerk zu unterscheiden und so zum Teil wenigstens den Widerwillen zu überwinden, welcher in weiten Kreisen der Geologen gegenüber der modernen Petrographie vorhanden ist.

Daß in manchen Fällen die zu wenig eingehende petrographische Spezialisierung starke Täuschungen hervorbrachte, ist nicht zu verkennen. Zumal wo es sich um die Altersbeziehungen verschiedener Eruptivserien handelt, kann nicht sorgfältig genug das ganze Gefolge jeder Serie im Detail studiert werden, weil oft genug eine äußere Ähnlichkeit und selbst eine weitgehende innere Verwandtschaft verschiedenartiger Gebilde vorhanden ist, die zu verhängnisvollen Irrtümern führt.

Was die systematische Darstellung der Eruptivgesteine betrifft, so ergeben sich die hauptsächlichsten Kapitel aus der Tabelle S. 19; die Reihenfolge gibt folgende Zusammenstellung:

I. Orthoklasgesteine.

- Granit.
- Granulit.
- Liparit und Quarzporphyr.
- Syenit.
- Trachyt und Orthoklasporphyr.

II. Plagioklasgesteine.

- Quarzdiorit und Diorit.
- Gabbro.
- Andesit und Porphyrit.
- Trapp, Diabas und Melaphyr.
- Anhang: Metamorphismus der basischen Eruptivgesteine und ihrer Tuffe.

III. Natrongesteine.

- Nephelinsyenit und Theralith.
- Phonolith und Tephrit.
- Natrongranit und Natronsyenit.
- Natronliparit, Natrontrachyt und Keratophyr.

IV. Spaltungsgesteine.

- Aplit und Pegmatit.
- Minette und Kersantit.
- Kamptonit und Basalt.

V. Feldspatfreie Gesteine.

- Peridotit und Pyroxenit.

Anhang: Die vulkanischen Tuffe.

Die wichtigeren und umfangreicheren Kapitel gliedern sich dann wieder in folgender Weise:

Makroskopische Beschaffenheit.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur.

Chemische Verhältnisse.

Vorkommen und geologisches Alter.

Es bleibt dabei unbenommen, in einzelnen Kapiteln noch weitere Abschnitte hinzuzufügen, wenn, wie z. B. bei den Graniten, ausführlichere Studien darüber vorliegen, so daß bei diesen speziell die Vorgänge, welche als Dynamometamorphose bezeichnet werden, oder die Verwitterung und Zersetzung in eigenen Abschnitten behandelt werden.

I. Orthoklasgesteine.

Granit.

Makroskopische Beschaffenheit. Der Granit (lat. granum, Korn) ist der Prototyp der körnigen Gesteine (vgl. Taf. II, Fig. 1); er ist selten so grobkörnig, daß die einzelnen Körner über einen Zentimeter messen, und nur ganz lokal so feinkörnig, daß man zur Erkenntnis der hauptsächlichen Mineralien der Lupe oder des Mikroskops bedarf. Die eigentlichen Granite sind Orthoklasgesteine mit deutlich hervortretendem Gehalt an Quarz. Daneben sind ein oder mehrere Glieder der Glimmer-, Hornblende- oder Pyroxengruppe — erstere am häufigsten, letztere nur ganz lokal — in ziemlich untergeordneter Menge vorhanden, während Plagioklas, in allen Varietäten auftretend, öfter so an Bedeutung zunimmt, daß eigentliche Übergänge in die Quarzdiorite sich einstellen: Granodiorit und Tonalit, deren makroskopischer Habitus aber jenem des Granits selbst sehr ähnlich bleibt.

Entsprechend dem Vorherrschen von Feldspat und Quarz sind die Granite spezifisch leichte (spez. Gew. um 2,7) und hell gefärbte Gesteine, deren Gesamtfarbe durch jene des Orthoklases bedingt wird. Dieser ist bald weiß *(Bayrischer Wald)*, bald blaugrau (*Kössein* im Fichtelgebirge), rötlich violett (*Schnaittenbach* bei Amberg, Oberpfalz), grün (*Julier*, Graubünden) oder lebhaft rot (*Virbo* in Schweden). Neben demselben ist öfter ein weiß, gelblich oder grünlich gefärbter Plagioklas deutlich sichtbar (*Baveno*

am Lago Maggiore). Eine gelblich-braune Aderung oder Färbung weist auf Ausscheidung von Rost durch beginnende Verwitterung.

Der Quarz, meist weniger im Gesamtbild hervortretend, ist am häufigsten licht rauchgrau oder milchig getrübt; rot ist er im Granit von *Meißen* in Sachsen, blauviolett in jenem von *Vanevik* in Schweden. In den Zentralgraniten ist er infolge innerer Zertrümmerung kaum von den weißen Feldspaten zu unterscheiden. Den makroskopischen Charakter des Granits vollendet die regellose Verteilung der meist vereinzelten Individuen der eisenhaltigen Mineralien, welche gewöhnlich schwarz, wenn zersetzt, auch dunkelgrün oder rostbraun erscheinen.

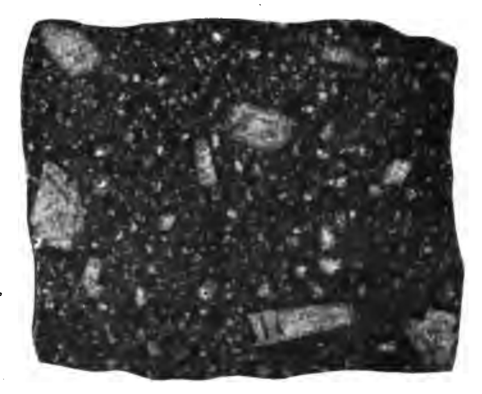


Fig. 7. Granitporphyr. Niedermodau bei Darmstadt. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Die Granite haben eine große Neigung zu porphyrischer Ausbildung, indem sich aus der normalkörnigen Hauptmasse häufig größere bis sehr große, oft recht wohlkristallisierte Feldspate abheben, Porphyrgranit, porphyrartiger Granit, Kristallgranit; mit dem Dichterwerden der Grundmasse geht dieser in Granitporphyr über (Fig. 7). Andernteils stellt sich eine mehr oder minder deutliche parallele Anordnung der dunkeln Gemengteile ein, Gneisgranit, Granitgneis, welche endlich zu völligschiefrigerBeschaffenheitführt,



Fig. 8. Schieferiger Zentralgranit. Val Antrona am Monte Rosa. (1/2 nat. Gr.)



Fig. 9. Porphyrischer Zentralgranit (Augengneis.) Scaradrapaß, Graubünden. (1/2 nat. Gr.)

Gneis schlechtweg (Fig. 8, S. 25). In den porphyrischen Ausbildungsformen des letzteren haben die Feldspateinsprenglinge meist Linsenform, im Querbruch wie Augen hervortretend, Augengneis (Fig. 9, S. 25), um welche sich die dunklere Grundmasse in gewundenen Flasern herumlegt, Flasergneis (ital. ghiandone).

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Das wichtigste der Mineralien des Granits ist der Orthoklas, dessen makroskopische Erscheinungsform schon geschildert wurde. Er zeigt nur bei den Einsprenglingen deutliche Kristallform und findet sich sonst in Körnern, die häufig Zwillinge, manchmal auch deutlich zonar aufgebaut sind. Perthitische und pegmatitische Verwachsungen sind nicht selten, erstere meist nur durch einige Spindeln von Plagioklas hervortretend, letztere namentlich am Rande der Körner als Fortwachsung ausgebildet, scheinbar in den Feldspat hineingenagt und daher von den Franzosen fälschlich als quartz de corrosion bezeichnet. Außerdem bildet oft schon makroskopisch erkennbarer Pegmatit an Stelle des Quarzes die letzte Ausfüllung des Gesteins.

In sehr wechselnden Mengen ist Mikroklin vorhanden, in vereinzelten Körnern, welche gleichfalls als Zwischenmasse auftreten. Er ist im allgemeinen frischer als der Orthoklas, welch letzterer meist beginnende Umwandlung in glimmerartige Aggregate zeigt, die sein makroskopisch mattes Aussehen bedingt, und wobei sich Infiltrationen von Eisenoxyden etc. einstellen, die die Färbung des Minerals hervorbringen. Kaolinisierung dagegen beobachtet man nur lokal (I. Teil, S. 149).

In wechselnden Mengen ist daneben Plagioklas vorhanden, im eigentlichen Granit nur selten kalkfrei, meist Oligoklas bis Andesin, aber auch basischer. Er ist makroskopisch kaum je kräftig gefärbt, fast stets gegen den Orthoklas deutlich begrenzt oder von diesem parallel umwachsen. Reichliche Zwillingslamellierung, zonarer Aufbau und durch Glimmerbildung hervorgebrachte Trübung sind charakteristisch. Schon makroskopisch erscheint er gewöhnlich matter als der Orthoklas; man trifft aber, namentlich wenn der Plagioklas ausnahmsweise Albit ist, das umgekehrte Verhältnis. Rundliche, von wurmförmigem Quarz (quartz vermiculé) durchwachsene Feldspatkörner, welche als selbständige Gesteinsgemengteile auftreten, sind zum großen Teil Plagioklas.

Die Menge der Plagioklase ist sehr wechselnd; am ärmsten an diesen Mineralien sind die Zweiglimmergranite, welche öfter nur einige Prozente davon enthalten. Biotitgranite und namentlich Amphibolgranite sind oft sehr plagioklasreich, oft so, daß der Orthoklas erst die zweite Stelle einnimmt, und man bezeichnet solche Übergänge zu den Quarzdioriten öfter als Granodiorit (eigentlich Granitodiorit) oder nach dem Vorkommen am *Monte Tonale* resp. am *Adamello* als Tonalit resp. Adamellit. Hier tritt dann besonders gerne die scharfe Scheidung der Kristallisation von Orthoklas und Plagioklas hervor, welche die monzonitische Struktur bezeichnet (I. Teil, Taf. II, Fig. 4). Die Grenze gegen den eigentlichen Granit ist durchaus subjektiv, und man wird bei der vollkommenen Übereinstimmung im makroskopischen Habitus diese Namen nur dann annehmen, wenn das Zurücktreten des Orthoklases auffallend ist.

Nächst den Feldspaten ist der Quarz das wichtigste Mineral. Wo er, bei granulitischer resp. porphyrartiger Struktur, Kristallform zeigt, ist diese meist gerundet und recht unvollkommen (vgl. I. Teil, Taf. II, Fig. 2, u. Taf. III, Fig. 1); bei granitischer Struktur ist er das letzte Ausfüllungsmaterial ohne Andeutung einer eigenen Form. Er ist auch im zersetzten Gestein völlig frisch, zeigt gewöhnlich massenhaft winzigste, zu Bändern angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse, die seine Trübung hervorbringen, seltener kleine Eisenglanzschuppen und feinste Nädelchen, die öfter als Rutil resp. Sillimanit bestimmbar sind. Die übrigen Gesteinskomponenten kommen in bemerkenswert geringer Menge als Einschlüsse im Quarz vor, da sie eben gewöhnlich schon zum festen Gesteinsgerüste verbunden waren, als der Quarz zur Ausscheidung kam. Wo das Gestein irgend eine mechanische Umformung erlitten hat, äußert sich diese zuerst in der Zertrümmerung des spröden Quarzes (Kataklasstruktur).

Muskowit als primären, selbständigen Bestandteil trifft man nur im Zweiglimmergranit und Aplit, meist schon makroskopisch erkennbar, unter dem Mikroskop ohne Kristallform und stets frisch. Besser begrenzte Schüppchen, manchmal regelmäßig angeordnet, sind nicht seltene Einschlüsse in den Feldspaten, deren häufigste Umwandlungsprodukte die feinschuppigen Aggregate von Serizit sind. Dieser kleidet, oft zusammen mit Chlorit, auch Rutsch- und Kluftflächen der Gesteine aus. Verbreiteter ist der Biotit, der manchmal mit Muskowit verwachsen ist. Er zeigt öfter Kristallform und enthält häufig in großer Menge Einschlüsse der vor ihm ausgeschiedenen Nebengemengteile, deren Kriställchen offenbar als Ansatzpunkte bei der Ausscheidung des Biotits dienten. Die Farbe ist meist braun, seltener grün, letztere häufig sekundär

unter Trübung des Minerals in einzelnen Lamellen auftretend. Pleochroitische Höfe um Einschlüsse von Zirkon, Rutil und Orthit sind verbreitet. Häufig ist die Ausbleichung des Biotits in verwitterten Gesteinen oder die Neubildung von Chlorit, die unter Abscheidung von Anatas und Titanit vor sich geht und auch in den von Atmosphärilien nicht angegriffenen Gesteinen verbreitet ist. Im zersetzten Biotit finden sich namentlich auch die als Sagenit bezeichneten Aggregate von Rutil.

In einer eigenartigen Gruppe sehr orthoklasreicher Granite treten statt der gewöhnlichen lichten und dunkeln Glimmer lithionhaltige auf; man nennt diese Gesteine Lithionitgranite. Ihre äußere Erscheinungsform ist jene der normalen Granite; bezeichnend aber ist ihre häufige Verbindung mit Zinnerzgängen.

Neben und statt Biotit ist grüne, seltener braune, makroskopisch gewöhnlich schwarze, kompakte Hornblende in meist schlecht begrenzten Körnern weit verbreitet; sie ist öfter in Chlorit und Epidot umgewandelt. Schilfige Hornblende, welche seltener ist, dürfte als Uralit anzusprechen sein, da auch in manchen untergeordneten Vorkommnissen noch frischer, farbloser, monokliner Augit vorkommt, Augitgranit. Selten ist letzterer diallagartig und dann gern begleitet von grauem, wie bestäubt aussehendem Plagioklas, Gabbrogranit; gleichfalls ausnahmsweise trifft man Hypersthen, Hypersthengranit.

In allen Graniten in wechselnder Menge vorhanden, aber makroskopisch kaum je sichtbar sind Xenotim und Zirkon in vorzüglichen Kristallen, oft nur chemisch zu unterscheiden, lange Nadeln von Apatit und die schwer erkennbaren Körner des stets vereinzelten Monazits. Orthit in dunkelbraunen, von Epidot und Klinozoisit umrandeten Individuen ist wohl überall zu finden, öfter in schwarzen, pechglänzenden Partien schon makroskopisch sichtbar. Seltener sind braune bis violette Rutile, ganz untergeordnet kleine Kriställchen von Chrysoberyll.

Erze fehlen manchmal ganz; am häufigsten ist Magneteisen, seltener Titaneisen, an dessen Stelle, namentlich in Amphibolgraniten, der Titanit tritt, ferner Eisenglanz, der aber oft schon durch sein Auftreten auf Rissen und Spalten und in Pseudomorphosen nach Glimmer seinen sekundären Charakter verrät. Sulfide sind überhaupt wenig verbreitet und nur in stark zersetzten, namentlich kaolinisierten Graniten, dort oft von Eisenspat begleitet. Auch Graphit als sekundärer Bestandteil des Graphitgranits, namentlich in paralleler Verwachsung mit Biotit, ist lokal zu beobachten.

Ferner sind zu erwähnen: Turmalin, bald in ganz vereinzelten, winzigen Nädelchen, die besonders in den Randzonen und Abzweigungen der Granitmassive auftreten, bald in größeren, radialstrahligen, von Quarz durchwachsenen Aggregaten, Turmalinsonnen, welche wohl sekundär sind. Im übrigen findet sich der Turmalin in weiterer Verbreitung, als im Granit selbst, in den zugehörigen Apliten und Pegmatiten, wo er oft große, wohlkristallisierte Indi-

viduen bildet. Zu ersteren gehört der eigentliche Turmalingranit, in welchem der Turmalin gleichmäßig in einzelnen Prismen verteilt ist, während man wohl auch fälschlich Granite mit einzelnen Turmalinsonnen als Turmalingranit bezeichnet hat, z. B. den Amphibolgranit vom *Monte Mulatto* bei Predazzo. Und endlich mag hier erwähnt werden, daß die Kontaktgesteine der Granite fast allenthalben makroskopisch oder mikroskopisch auf weiteste Entfernung Turmalin führen, auch wenn der Granit selbst keine Spur dieses Minerals enthält.

Violetten Flußspat, meist schon makroskopisch erkennbar, trifft man manchmal in normalen Graniten, besonders aber im Lithionitgranit, in welchem auch der Topas als primärer Gesteinsgemengteil verbreitet ist. Daneben sind dann fast stets einzelne kleine Körner von Zinnerz nachweisbar, Zinngranit. Bemerkenswert ist der Gehalt einiger zentralalpiner Granite an lichtblauen Prismen von Beryll, Beryllgranit.

Hinzu kommen als Ergebnisse einer partiellen Auflösung des Nebengesteins durch das schmelzflüssige Magma Granat und Kordierit, die meist schon makroskopisch in gerundeten Kristallen hervortreten, ersterer öfter in schuppige Aggregate von Biotit, letzterer noch häufiger in Pinit umgewandelt; sie sind besonders in den Randzonen und namentlich den aplitischen Injektionsadern verbreitet. Ähnlich zu erklären ist das Auftreten der Tonerdesilikate: Andalusit, Sillimanit, Disthen und Dumortierit, ferner von Staurolith, Korund und Spinell, die aber meist nur in minimaler Menge vorhanden sind.

Eigenartig ist das Vorkommen von Kalkspat in gewissen Kalkgraniten, in welchen das Mineral neben dem Quarz die letzte Ausfüllungsmasse bildet. Man glaubt, in demselben eine spätere Infiltration sehen zu müssen, und Rosenbusch stellte schließlich die Hypothese auf, daß infolge der Volumenverminderung bei der Verfestigung die meisten Granite ursprünglich drusig (miarolitisch) ausgebildet gewesen seien und die dabei entstandenen Hohlräume sekundär von den mannigfaltigen, als letzte Ausfüllungsmasse auftretenden Mineralien, hier also von Kalkspat, in andern Fällen von Quarz, von Mikroklin oder Mikropegmatit auf wässerigem Wege ausgefüllt worden wären.

Den Schluß der Aufzählung bilden die zweifellos sekundären Gemengteile: Chlorit, der aus den farbigen Gemengteilen, häufig unter Ausscheidung von Titanmineralien, namentlich Titanit und Anatas, oder von Sagenit, entsteht, Epidot und Klinozoisit, die aus denselben Mineralien und aus den Feldspaten sich entwickeln, sowie der seltenere Prehnit; sodann die serizitischen Aggregate, welche sich von den Feldspaten ableiten, soweit Plagioklas in Frage kommt, oft begleitet von sekundären Karbonaten.

Außer den angeführten finden sich noch zahlreiche Mineralien als Bestandteile der Granite erwähnt, welche aber teils nicht den Graniten selbst, sondern jüngeren, in denselben aufsetzenden Bildungen, wie den so mineralreichen Pegmatiten, oder andern Mineralgängen angehören, teils wie die natronhaltigen Glieder der Hornblende- oder Augitgruppe auf die sog. Natrongranite beschränkt sind, daher auch dort aufgeführt werden.

Die Struktur der Granite zeigt hauptsächlich zwei Typen; die eine, bei den Zweiglimmergraniten häufigste, bei den

Apliten in besonderer Schönheit ausgebildet, wurde als granulitische bezeichnet (vgl. I. Teil, Abschn. X u. Taf. II, Fig. 2); die andere, die granitische (I. Teil, Taf. II, Fig. 1), trifft man wohl stets bei Biotit- und Hornblendegraniten, im allgemeinen um so vollkommener, je mehr der Orthoklas zurücktritt. In beiden Fällen ist die Ausscheidungsreihenfolge der Bestandteile zweifellos festgestellt. Eine Umkehrung der Ausscheidung der Feldspate trifft man besonders ausgeprägt bei dem leicht verwitternden finnischen Rapakiwi (finnisch: fauler Stein), dessen große, rote Orthoklaskristalle einen Rand von kräftig grünem Oligoklas aufweisen.

Bei porphyrartigen Graniten ist, abgesehen von der die Porphyrstruktur bedingenden doppelten Ausscheidungsfolge der Hauptbestandteile, die Erscheinung nicht selten, daß in den größeren Orthoklaseinsprenglingen, selbst in deren innerstem Kern, gerundete Quarzkristalle in Menge eingewachsen sind, so das charakteristische Bild der granulitischen Struktur hervorbringend, während die Grundmasse normal granitisch ist (*Ochsenkopf* im Fichtelgebirge). Selbst Einschlüsse von körnigem Granit bilden öfter das Zentrum dieser Einsprenglinge.



Fig. 10. Injizierter Schiefereinschluß im Granit von Pechbrunn, Fichtelgebirge.

Die meisten Granite sind durchaus kompakte Gesteine, doch trifft man auch solche mit ausgesprochen drusiger Beschaffenheit, Miarolit, deren Hohlräume von Kristallenden ausgekleidet sind. Die Drusenräume selbst sind bald klein, bald aber von nicht unbedeutender Ausdehnung, und nicht selten werden sie zu eigentlichen Schlieren von pegmatitartiger Beschaffenheit und enthalten dann gerne Turmalin.

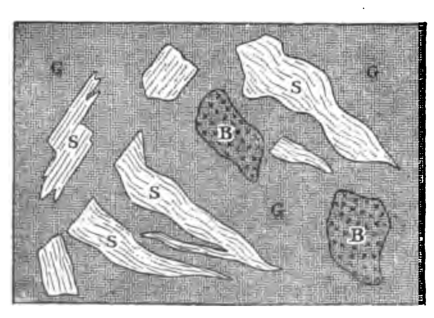


Fig. 11. Schieferige Einschlüsse (S) und basische Putzen (B) im Granit (G) des Großvenedigers.

Manche Granite sind in Bezug auf Mineralbestand und Struktur ungemein gleichmäßige Gesteine; dies gilt namentlich bei mächtigen Massiven, die in größeren Tiefen aufgeschlossen sind und sich schon äußerlich durch eine grobkörnige Struktur auszeichnen, z. B. die in der Technik so vielfach verwendeten schwedischen Granite. Feinkörnige Granite sind im allgemeinen weniger gleichmäßig, häufig von aplitischen und pegmatitischen Putzen und Schlieren durchzogen und namentlich

gestört durch Einschlüsse mehr oder minder resorbierter und injizierter Schiefer, welche bald deutlich als Schieferfetzen noch erkennbar sind, „Gneiseinschlüsse“ (Fig. 10), bald zu rundlichen, dunkeln Flecken umgeschmolzen sind, basische Putzen (engl. heathen). Öfter findet man Einschlüsse in den verschiedenen Stadien der Einschmelzung nebeneinander (Fig. 11).

Äußerlich mit diesen fremden dunkeln Putzen stimmen aber auch lamprophyrartige Ausscheidungen des Magmas selbst überein, die im allgemeinen durch einen besonders hohen Gehalt an Apatit und Titanit sich charakterisieren, während in den resorbierten Resten fremder Einschlüsse meist typische Kontaktmineralien, besonders Kordierit, hervortreten. Dunkle, pflaumenähnliche Putzen, die fast ganz aus Biotit bestehen, charakterisieren den englischen Puddinggranit. Alle diese dunkeln Ausscheidungen verwittern leichter als das Hauptgestein.

Hier sind auch die Kugelgranite zu erwähnen, in denen oft um einen Orthoklaskristall als Kern sich abwechselnd lichtere und dunklere Lagen abgeschieden haben, welche größere, meist sehr kompakte Kugeln zusammensetzen, die bei der Verwitterung der Gesteine häufig erhalten bleiben.

Normalerweise sind Granite richtungslos körnige Gesteine mit durchweg massigem Bruch (Fig. 12). Die Absonderung, welche in frischem Granit kaum angedeutet ist, wird



Fig. 12. Massiger Granit an der Grimselstraße. (Phot. Gebr. Wehrli.)

meist erst durch die Verwitterung aufgedeckt, und zwar beobachtet man eine dickbankige bis plattige Absonderung, in unsern Mittelgebirgen im allgemeinen parallel zu der Oberfläche der Lakkolithen, in deren Mitte horizontal, am Rande wenig geneigt verlaufend (Fig. 13, S. 32), in den Alpen meist ziemlich steil gestellt (Fig. 14, S. 32), welche von quer dazu, recht- oder schiefwinklig verlaufenden, oft stark ruschligen Kluftsystemen

durchschnitten wird. Die Ausarbeitung dieser Absonderungen durch die Atmosphärilien bedingt Verwitterungsformen, wie sie Fig. 15



Fig. 13. Schalige Absonderung eines Granitlakkolithen. Flossenbürg bei Weiden, Oberpfalz.

darstellt, und schließlich entstehen die charakteristischen Granitfelsenmeere mit ihren Wollsäcken (Fig. 16). Etwas seltener ist



Fig. 14. Schiefstehende Granitplatten von vertikalen Ruscheln durchschnitten. Handegg an der Grimselstraße. (Phot. Dr Hugi, Bern.)

eine wohlausgeprägte säulige Absonderung (Fig. 17, S. 34). Oft findet man neben der primären, auf die Zusammenziehung des Schmelzflusses bei der Abkühlung zurückzuführenden Absonderung



Fig. 15. Granitbruch, kugelige Verwitterung von bankig abgesondertem Granit. Woodstock, Maryland, U. S. A.

ein oder mehrere Systeme jüngerer Zerklüftungen, welche meist in weiterem Umkreis parallel verlaufen. Die jüngeren Klüfte



Fig. 16. Wollsäcke von Granit. Felsenmeer der Luisenburg bei Wunsiedel, Fichtelgebirge. (Phot. Apotheker Lipold, früher in Wunsiedel.)

sind im Gegensatz zu der Absonderung meist von feinem Zerreibungsmaterial oder von Mineralneubildungen ausgekleidet, es findet sich



Fig. 17. Säulige Absonderung von Granit.
Hans Heiling-Felsen bei Karlsbad.
(Phot. H. Eckert, Prag.)

ein „Besteg“ von Chlorit oder Serizit, auch von Quarz. Oder die Klüfte werden zu schmäleren oder breiteren Ruscheln, in welchen größere oder kleinere schalig abgerutschte Stücke des unversehrten Granits von dem oft schiefrigen Zerreibungsmaterial und von Neubildungen chloritischer oder serizitischer Natur umhüllt werden, die der Verwitterung leichter erliegen als das kompakte Gestein, daher als Gräben oder Rinnen herausgearbeitet werden, wie dies Fig. 14 (S. 32) in den vertikalen Kluftsystemen zeigt. Derartige Gesteine werden trotz ihrer oft völlig richtungslosen Struktur häufig als Gneis bezeichnet.

Nicht selten aber ist die gneisartige Beschaffenheit des Granits eine primäre Erscheinung, hervorgebracht durch eine innere Spaltung des noch schmelzflüssigen Magmas in einen saureren und einen basischeren Anteil, welche, offenbar nicht mehr ineinander löslich, infolge der fluidalen Bewegung und Stauung des Schmelzflusses eine oft ganz gewundene, schlierige Beschaffenheit des Gesteins hervorbringen (Innertkirchener Gneis, *Berner Oberland; Kuttenberg in Böhmen*). Abweichend davon ist der Habitus der „Zentralgneise“ der Alpen, in welchen vor allem die schiefrige Beschaffenheit des Granits durch die parallele Lagerung des Glimmers deutlich hervortritt. Solche Gesteine sind im allgemeinen geradschiefrig, zum Teil so dünn, daß sie als Dachplatten Verwendung finden, z. B. in *Domodossola* (Fig. 8, S. 25).

Namentlich in den Randzonen der Massive häuft sich der Glimmer und nimmt eine parallele Orientierung an *(Spessart)*, oder aber es wurden von dem Magma ausgedehnte Schieferschollen

eingeschmolzen, eine Parallelstruktur und scheinbare Schichtung in dem an sich richtungslosen Gestein hervorbringend, welche ebenfalls zu dem Ausdruck „Gneis" Anlaß gab *(Montblanc).*

Solche Gesteine haben eine wenig konstante Zusammensetzung, wenig resorbierte Schiefer wechseln mit granitischen Lagen und solchen, welche aus beiden Komponenten gleichmäßig zusammengesetzt sind. Es entwickeln sich dann sehr schwer verständliche Übergangszonen zwischen dem Intrusivgestein auf der einen und dem Sediment auf der andern Seite (Südabfall des *Großvenedigers*). Diese „Resorptionsgneise" führen hinüber zu den injizierten Schiefern, in deren gebändertem Habitus granitisches und Schiefermaterial bald völlig ineinandergemischt, bald nebeneinander in ihrer Individualität erhalten sind (vgl. Tafel V). Auch eigentliche Kontakt- oder Reibungsbrekzien trifft man in den Randzonen der Massive, in welchen Bruchstücke umgewandelter Schiefer von granitischem Material umhüllt werden (Gneis von *Tirschenreuth,* Oberpfalz).

Es erscheint übrigens wegen der Nebenbedeutung des Wortes Gneis im geologischen Sinne als Bestandteil der archäischen Formation zweckmäßiger, von plattigem, zerklüftetem, verruscheltem, schlierigem, schiefrigem, durch Resorption modifiziertem etc. Granit oder von injiziertem Schiefer zu reden, um so jedes Mißverständnis auszuschließen. Selbstverständlich ist der Name Protogin, mit welchem die Zentralgranite in der Schweiz bezeichnet werden, noch mehr zu verwerfen, da er (griech. protos, der erste, ginomai, werde) den uralten Charakter des Gesteins besonders betont. Jedenfalls aber verliert der Unterschied zwischen dem Typus des richtungslosen Eruptivgesteins und der schiefrigen und schichtigen kristallinischen Schiefer bei eingehender Betrachtung der Verhältnisse seine grundlegende Bedeutung.

Dynamometamorphismus und Piëzokristallisation. Die mechanische Zertrümmerung granitischer Gesteine durch den Gebirgsdruck, speziell an Verwerfungen, ist eine in ungemein weiter Verbreitung absolut sicher festgestellte Erscheinung. Nur selten und an besonders bedeutenden Dislokationen ist dabei eine gleichmäßige Zerreibung des Gesteins zu verfolgen, welches makroskopisch vollständig dicht wird und große Verbandsfestigkeit

und meist etwas gebänderte und schiefrige Beschaffenheit annimmt, auch wenn unter dem Mikroskop keine Spur einer Neubildung von Mineralien festzustellen ist. Den Typus derartiger, völlig zerriebener Granite stellen die den Pfahl im Bayrischen Wald begleitenden phyllitähnlichen Pfahlschiefer dar, in welchen außer einer Bleichung des Gesteins häufig nur ganz minimale chemische Veränderungen vor sich gingen. Die Bildung solcher Schiefer auf rein mechanischem Wege hat man auch als Kataklasschieferung bezeichnet.

In andern Fällen sind in das zertrümmerte Gestein fremde Mineralien zugeführt worden, so namentlich Quarz, wodurch hornsteinähnliche Bildungen entstehen, oder Serizit, der oft zu sehr feinschiefrigen Serizitgneisen und Serizitschiefern Anlaß gibt, die aber in gleicher äußerer Ausbildung auch aus Quarzporphyr hervorgehen können. Auch andere Substanzen sind solchen zerriebenen Gesteinen zugeführt worden, so z. B. Nontronit in den Winzergraniten von *Regensburg,* welche öfter ganz nontronitiert sind. Abgerutschte Scheiben, sog. Flatschen des ursprünglichen Gesteins sind fast überall noch erhalten und bedingen einen schaligen oder brekziösen Charakter, oft mit ausgesprochen klastischer Struktur, wobei die Zertrümmerungsprodukte von den Neubildungen als Bindemittel verkittet werden. Doch ist diese Erscheinung häufig erst unter dem Mikroskop deutlich.

Außer diesen vorwiegend mechanischen Gesteinsumformungen, die man als Ergebnisse tektonischer Veränderungen sicher nachweisen kann, wird der langandauernden Wirkung des Druckes bei der Gebirgsbildung eine molekulare Umlagerung in starrem Zustand zugeschrieben, Prozesse, die man zusammenfassend als Dynamometamorphismus bezeichnet. Die typischen Vorkommnisse dieser Art sind die Granite, welche den Zentralkamm der Alpen aufbauen, die man als Zentralgranit, Zentralgneis, Protogin oder Alpengranit bezeichnet hat.

Die Zentralgranitmassive, welche an zahlreichen Stellen ungemein bedeutende Mächtigkeit aufweisen, sind öfter in ihrer ganzen Masse, jedenfalls aber in einer breiten Randzone recht vollkommen schiefrige Gesteine. Ihre vom normalen Granit abweichende Beschaffenheit kommt schon bei den völlig richtungslosen Varietäten deutlich zum Ausdruck, indem sie einen eigenartigen sandigen Zerfall unter dem Wechsel der Temperatur

aufweisen, bedingt durch die Zertrümmerung des Quarzes, der makroskopisch matt und weiß erscheint und sich von dem häufig gleichfalls weißen Feldspat kaum unterscheidet. Auch die Feldspate sind öfter zerbrochen und die auseinandergeschobenen Teile durch körnige Quarzfeldspataggregate wieder ausgeheilt. Der Orthoklas, häufig perthitisch, tritt gegenüber von Plagioklas öfter so zurück, daß man die Gesteine als Tonalite bezeichnen kann, deren schiefrige Ausbildung man Tonalitgneis genannt hat.

Die Plagioklasindividuen, gewöhnlich zum Oligoklas gehörig, sind makroskopisch matt mit völlig derbem Bruch, unter dem Mikroskop stets von tadelloser Frische und Klarheit. Sie werden aber häufig erst in sehr dünnen Schliffen einigermaßen durchsichtig, so vollgepfropft sind sie von unregelmäßig angeordneten, häufig wohlumgrenzten Mikrolithen von Klinozoisit, Granat, Muskowit, Sillimanit etc. Die eigentliche Granitstruktur, die in den richtungslosen Varietäten recht vollkommen ist, wird mit der parallelen Anordnung des häufig primär mit Chlorit verwachsenen, gleichfalls völlig frischen Biotits weniger deutlich, ist aber selbst in ganz schiefrigen Varietäten noch wohl erkennbar. In diesen kann die schiefrige Ausbildung ausschließlich auf der Parallelstellung der Biotitblättchen beruhen oder außerdem noch durch neugebildete Serizithäute bedingt sein, welche in der Strukturfläche der Gesteine liegen. Diese haben wohl zur Verwechslung mit Talk Anlaß gegeben, der früher allgemein als Bestandteil dieser Gesteine angenommen wurde, aber stets völlig fehlt. Da der von Mikrolithen durchsetzte Plagioklas kaum je deutliche Spaltflächen aufweist, unterscheidet man ihn makroskopisch nur schwer von dem ähnlich aussehenden gefärbten Quarz, doch weist er bei reichlicher Entwicklung von Granatmikrolithen öfter eine deutlich rötliche Färbung auf, oder er ist durch Klinozoisit licht gelblichgrün.

An Stelle der Porphyrgranite treten hier die Augengranite (Augengneis, Fig. 9, S. 25), deren größere Feldspateinsprenglinge parallel zur Symmetrieebene flach linsenförmig ausgebildet sind und von Glimmerhäutchen umhüllt werden; sie liegen stets parallel zur Schieferung und bestehen an den Rändern gewöhnlich aus einem feinkörnigen Quarzfeldspataggregat, während der mittlere Teil ein einheitlicher Kristall oder ein Zwilling ist.

Wie im I. Teil, S. 63 ff, ausgeführt wurde, faßt die Theorie der Dynamometamorphose diese abweichende Beschaffenheit des

Zentralgranits als eine durch den Gebirgsdruck sekundär hervorgerufene Kristallisationsschieferung auf. Dem gegenüber steht die hier vertretene und a. a. O. durch eine Reihe von Beweisen gestützte Annahme, daß die anomale Beschaffenheit des Zentralgranits nicht erst sekundär erworben, sondern das Ergebnis der Piëzokristallisation ist. Nach den Beobachtungen in den Zentralalpen erscheint es überhaupt fraglich, ob unter der Wirkung gebirgsbildender Prozesse irgend welche Änderungen in der ganzen Beschaffenheit derartig gewaltiger Massive kompakter Gesteine möglich sind; selbst die gleichmäßige Kataklasstruktur des Quarzes in Graniten ist in zahlreichen Fällen wenigstens keine sekundäre Erscheinung.

Chemische Verhältnisse. Die chemische Zusammensetzung der Granite ist eine ziemlich wechselnde entsprechend der wechselnden mineralischen Beschaffenheit, immer aber ausgezeichnet durch einen hohen, um 70 % schwankenden, selten unter 66 % herabgehenden Gehalt an Kieselsäure, welcher den in Form von Quarz ausgeschiedenen Kieselsäureüberschuß bedingt. Das Verhältnis von Kali zu Natron zu Kalk ergibt das Verhältnis der Feldspate, unter denen namentlich in den plagioklasreichen Varietäten ziemlich basische, selbst Labrador, auftreten, die einen Kalkgehalt des Gesteins bis zu 3 % hervorbringen, mit dem ein Sinken der Alkalien und ein Ansteigen von Magnesia und Eisen verbunden ist, Alkalikalkgranite. Plagioklasreiche Granite enthalten daher meist auch die dunkeln Mineralien in größerer Menge.

Granite, welche Kaliglimmer neben Biotit enthalten, die Zweiglimmergranite (eigentlicher Granit, franz. *granulite*), sind die an Alkalien reichsten ($K_2O + Na_2O$ bis ca 9 %, $K_2O > Na_2O$), Alkaligranite zum Teil, und sehr arm an Kalk, da sie gleichzeitig meist nur sehr untergeordnet Plagioklas führen. Ihnen völlig fremd ist eine zweite Reihe von Alkaligraniten, in welchen das Natron gewöhnlich über das Kali vorherrscht und die sowohl durch ihre geologischen Beziehungen als durch den Gehalt an natronhaltigen Amphibolen und Pyroxenen zu den Natrongesteinen gehören.

Aus den Zweiglimmergraniten entwickeln sich durch Zurücktreten des Muskowits die Biotitgranite (Granitit, franz. *granite*), in denen der Plagioklas oft schon eine ziemliche Rolle spielt, was eine Abnahme des Kaligehaltes zur Folge hat, und diese steigert sich mit dem Eintritt der Hornblende in den Horn-

blendebiotitgraniten (Hornblendegranitit) und Hornblendegraniten.

Die Granite gehen durch das Zwischenglied der Tonalite über in die Quarzdiorite; aber auch in anderer Richtung stellen sich Übergänge ein, welche von einer verhältnismäßig bedeutenden Abnahme der Kieselsäure hervorgerufen werden. In den Syenitgraniten wird der Quarz zum untergeordneten Gemengteil, und entsprechende plagioklasreiche Gesteine wurden als Banatit oder Quarzmonzonit bezeichnet.

Von den dunkeln Mineralien ist Biotit weitaus das häufigste, die meisten Granite sind daher Glimmergranite; hornblendehaltige haben meist den Charakter einer lokalen Fazies, Augitgranite endlich sind überhaupt von keiner Bedeutung. Muskowit- resp. Turmalingranit gehören in der Hauptsache zu den Apliten.

Außer den Hauptbestandteilen der granitischen Gesteine sind in geringerer Menge allenthalben verbreitet: Phosphorsäure und Titansäure, Zirkondioxyd und die seltenen Erden, ferner Fluor und Bor und ein geringer Gehalt an Wasser, welches als ursprünglicher Bestandteil der Glimmer, Hornblenden etc. in völlig frischen Gesteinen vorhanden ist, dessen Menge aber mit der Veränderung der Gesteine, namentlich mit der Hydratisation der Feldspate, erheblich zunimmt.

Ungemein mannigfaltig ist die Art und Weise, in welcher das granitische Magma sich in einzelne Teile zu zerlegen fähig ist. Die schlierige, mannigfach gewundene und gebänderte Beschaffenheit wurde ebenso wie die Konzentrationen basischer Bestandteile schon oben erwähnt. Zahlreiche mächtige Granitmassive sind von einer auf weite Entfernungen hin gleichmäßigen, geradezu ermüdenden Einförmigkeit, andere aber weisen einen in gesetzmäßiger Weise sich

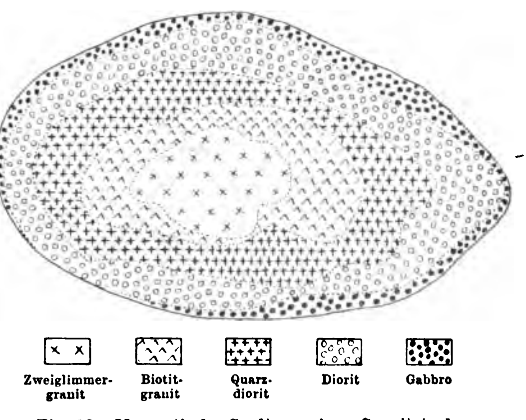


Fig. 18. Magmatische Spaltung eines Granitstockes.

vollziehenden Wechsel der Zusammensetzung auf, welcher bald durch das ganze Massiv zu verfolgen ist, bald in mehr oder weniger breiten Randzonen zur Entwicklung kommt. Granitische Stöcke zeigen öfter die Erscheinung, daß der Kern des Massivs aus einem Zweiglimmergranit besteht, der nach außen hin allmählich seinen Gehalt an Muskowit verliert; in den so entstandenen Biotitgranit tritt dann Amphibol ein, der Gehalt an Plagioklas gewinnt immer mehr an Bedeutung, und schließlich stellen eigentliche Plagioklasgesteine, Diorite, ja selbst Gabbro, Faziesbildungen des Granits dar (Fig. 18, S. 39).

In andern Fällen treten solche Modifikationen erst in den äußersten Randzonen und dann in verhältnismäßig raschem Übergang ein, so trifft man namentlich am Kontakt gegen Kalke auf weniger als 100 m Entfernung alle Zwischenglieder zwischen dem Granit und völlig feldspatfreien Pyroxeniten, welche die äußerste Zone zusammensetzen *(Pyrenäen)*. Auch am Kontakt gegen Tonschiefer werden Bestandteile des Nebengesteins aufgenommen, die zur Entwicklung von Granatgranit, Kordieritgranit etc. Anlaß geben.

Modifikationen in den Grenzzonen sind bei granitischen Massiven ungemein weit verbreitete Erscheinungen, und man trifft häufig eine scharf absetzende Randzone von aplitischer oder lamprophyrischer Zusammensetzung, ohne daß man über die Ursache dieser verschiedenen Entwicklung einigermaßen klar wäre. In manchen Fällen vermindert sich die Korngröße gegen den Rand, in anderen wird sie geradezu riesenkörnig, Stockscheider im Erzgebirge. Oder man beobachtet hier die Ausbildung porphyrischer Struktur, wobei zunächst größere, manchmal faustgroße Feldspateinsprenglinge aus der noch normalkörnigen granitischen Grundmasse hervortreten. Bei der Verwitterung bleiben die Einsprenglinge meist erhalten und finden sich dann massenhaft, oft in recht wohlausgebildeten Kristallen im Granitgrus wie in der Ackererde *(Karlsbad)*. In weniger bedeutenden Vorkommnissen, namentlich in den gangförmigen Nachschüben, wird die Grundmasse feinkörniger, Granitporphyr, oft auch makroskopisch völlig dicht, Mikrogranitporphyr, und schließlich tritt bei weiterer Entfernung vom vulkanischen Herd eine glasige Basis ein: der Granitporphyr wird zum Quarzporphyr (*Bodegang* im Harz). Die äußersten Ausläufer endlich, die manchmal recht bedeutende Massen darstellen, sind eigentliche, rein

glasige Pechsteine (*Meißen* in Sachsen). Die oben angedeutete Unterscheidung von Granitporphyr und Quarzporphyr ist indes in vielen Fällen rein subjektiv, da die glasige Basis oft durch sekundäre Prozesse völlig zerstört ist.

Die Granitporphyre zeigen im allgemeinen eine ziemlich feinkörnige Grundmasse, in welcher große Einsprenglinge von gelblichweißem oder rotem Orthoklas sich besonders stark von der bräunlichen oder graulichen Grundmasse abheben; daneben erkennt man gerundete Doppelpyramiden von Quarz und glänzende Blättchen von dunklem Glimmer oder schwarze Hornblende, selten Pyroxen. Muskowit ist wenig verbreitet, er findet sich im Elvan von *Cornwall.* Die Grundmasse ist bald granitisch bald pegmatitisch ausgebildet. Pinitporphyre oder Oosite sind Granitporphyre oder Quarzporphyre mit einem Gehalt an Pinit.

Nicht porphyrisch ausgebildete Ganggranite besitzen gleichfalls eine nicht untergeordnete Verbreitung; sie sind zum Teil mittelkörnig wie der normale Granit, zum Teil recht grobkörnig, namentlich aber neigen sie zu ganz dichter Beschaffenheit und sind dann grau oder rötlichbraun, Mikrogranit. Im allgemeinen ist in diesen Gängen schon eine Neigung zum Aplitischen nicht zu verkennen, so namentlich in den Apophysen, welche die Kontaktgesteine oft in massenhaften Adern durchsetzen (Fig. 19); sie führen hinüber zu den Spaltungsgesteinen, welche in einem eigenen Kapitel behandelt werden. Schließlich mag noch auf die ungemein weite Verbreitung von Mineralgängen in den Graniten hingewiesen werden, z. B. auf die Gänge der Titanformation der Zentralalpen mit ihren wunderbaren Kristalldrusen, auf die große Menge von Quarzgängen, welche bald in Verbindung mit Schwefelkies und Gold, bald taub in allen Granitgebieten in Menge vorhanden und mit Apliten und Pegmatiten durch alle Übergänge verbunden sind, und endlich auf die zahlreichen Erzgänge, welche zu Graniten in genetischer Beziehung stehen.

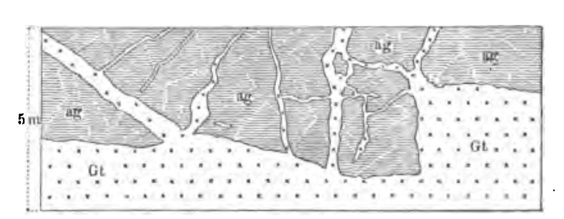


Fig. 19. Hornfels (ag), durchadert von Granitgängen. Berggießhübel im Erzgebirge. (Nach R. Beck.)

Vorkommen und geologisches Alter. Unter allen Eruptivgesteinen sind die Granite die verbreitetsten und so sehr vorherrschend, daß man ohne großen Fehler die mittlere Zusammensetzung der festen Erdrinde mit jener der Granite identifizieren darf. Einzelne einheitliche Granitgebiete umfassen Hunderte, ja viele Tausende von Quadratkilometern, und wo verhältnismäßig kleine Massen von Granit vorhanden sind, pflegen diese stets in größerer Anzahl beisammen zu sein, beweisend, daß man es nur mit den Ausläufern einer in der Tiefe ruhenden, mächtigen Granitmasse zu tun hat.

Die mächtigsten Massive sind in Form von Lagern ausgebildet, welche zwischen die Sedimente sich eingedrängt haben. Sie besitzen oft auf weiteste Entfernungen eine einförmige und gleichmäßige Beschaffenheit und bilden im allgemeinen die innere Achse der Faltengebirge und deren höchste Erhebungen *(Alpen, Himalaja)*, oder sie treten in den Mittelgebirgen dem Hauptstreichen parallel in zahlloser Wiederholung auf.

Die Klüftung und Schieferung des Granits und seiner Kontaktgesteine fällt dann zum Teil gegen den zentralen Kern zu ein, einen charakteristischen Fächer darstellend *(St Gotthard, Montblanc)*, oder sie fallen gegen die Randzonen zu und stellen die oberflächlichen Teile des wohl stets in nicht unbedeutender Tiefe erstarrten Gesteins dar. Das schwebende Dach solcher Lager ist nicht selten, namentlich in den Alpen, in großer Vollkommenheit als einheitliches Gebilde erhalten oder es ist in das Magma hineingeblättert und tritt uns in der Form injizierter Schiefer entgegen. Die Intrusivlager gehen über in eigentliche Lakkolithe, welche die überlagernden Schichten emporgehoben und oft in mannigfaltiger Weise zerrissen haben.

Gleichfalls sehr bezeichnend ist das Vorkommen in mächtigen Stöcken, die an der Oberfläche meist runden oder elliptischen Querschnitt zeigen und durch die Sedimentgesteine quer hindurchsetzen. Die Granitstöcke erreichen im allgemeinen nicht die Bedeutung der Lager, wenn ihre Masse auch sehr häufig noch ungemein groß ist. Sie ordnen sich gerne auf Dislokationsklüften zu ausgesprochenen Reihen an und geben sich auch hier wieder als die oberflächlich angeschnittenen Ausläufer viel bedeutenderer Massen zu erkennen. Das Nebengestein der Stöcke ist im allgemeinen nicht aufgeblättert, da der Stock die Schichten quer durchsetzt: injizierte Schiefer sind hier selten, und es treten

an ihre Stelle mannigfache, oft sehr mächtige Apophysen. Manchmal fehlen aber auch an Lagern wie an Stöcken alle in das Nebengestein übersetzenden Abzweigungen völlig.

Durch die Gewalt, mit welcher die bedeutenden Massen von Schmelzfluß sich zwischen den Schiefern Bahn geschaffen haben, trifft man nicht selten eine intensive Zertrümmerung des Nebengesteins, welche zu vereinzelten Schiefereinschlüssen im Zentrum, zu eigentlichen Kontaktbrekzien am Rande der Massive führt, und man findet von der granitischen Masse ausgehend und mit der Entfernung von derselben abnehmend besonders eine intensive Faltung und Fältelung des Nebengesteins, dessen mechanische Umformung im allgemeinen mit diesem Akt des Eindringens und vor der kontaktmetamorphen Umbildung abgeschlossen war.

Diese allerwärts verbreiteten Veränderungen sind somit durch die gewaltigen vulkanischen Prozesse selbst hervorgebracht, durch deren Tätigkeit eine starke Erwärmung des Nebengesteins und dessen Durchtränkung durch mineralbildende Agentien stattfand, welche die Schichtgesteine in einen hohen Grad von Plastizität versetzten. Hier trifft man die mannigfachsten Erscheinungen der Durcheinanderknetung von Gesteinen, welche die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse manchmal ganz verwischen. Besonders bemerkenswert ist in den durch die granitische Intrusion aufgestauten Schiefern eine massenhafte Zuführung von Quarz, der in Form von Linsen die benachbarten Gesteine derart reichlich durchsetzt, daß sie oft wie geflammt erscheinen (Fig. 20).



Fig. 20. Quarzflammen in Kordieritbornfels. Silberberg bei Bodenmais. (Phot. Bergmeister Gruber.)

Isolierte, wenig mächtige Gänge von Granit kommen vor, sind aber seltene Erscheinungen, und in oberflächlichen Decken, wie man die ausgedehnten Granitmassen gewisser Tafelländer oft auffassen möchte, dürfte der Granit kaum irgendwo auftreten; daher fehlen hier auch, wie bei allen Tiefengesteinen, die vulkanischen Tuffe.

Granitische Gebiete sind zum Teil Tafelländer mit ganz flachen Hügeln oder Mittelgebirge, in welchen gleichfalls wenig steile Böschungen vorwiegen. Besonders bezeichnend sind

... (Fig. ... Tafel III), öfters von ... im Fichtelgebirge, ... an den ... in großartige Felsen... gestürzten Wollsacken übergehen, deren ... Europa wohl die *Luisenburg* bei Wunsiedel ... ist (Fig. 16, S. 35). Breite Täler, moorige und sump... rungen sind weit verbreitet, und namentlich da, wo die ... Verwitterung des Granits bis in bedeutende Tiefen sich fort... sind anstehende Felsen nur selten zu treffen, wie im ... *Bayerischen Wald*, in dessen Granitgebieten man oft ... langer Wanderung kein anstehendes Gestein findet. Nur ... welche für die Mörtelbereitung hin und wieder gewonnen ... dann bei der geologischen Aufnahme als Anhaltspun...

Im Gegensatz zu dem letzteren Verhältnis steht die Erschein... form des Granits in *Skandinavien*, wo durch die mächtige ... eismasse der Glazialzeit all das Verwitterungsmaterial andauernder geologischen Perioden von den uralten Granit... fernt wurde und nun der kaum oder gar nicht bedeckte, ... höckern abgeschliffene granitische Fels in vollendeter ... Oberfläche erreicht. Darin ist neben den günstigen ... eine der Hauptursachen der großartigen Entwicklun... Steinindustrie gegeben.

Wiederum eine andere Erscheinung zeigen die Gra... ... wo die rasch fortschreitende Erosion der Verwi... ... In der granitischen Zentralzone wie in den ze... recht mächtigen ... vorgelagerten Massiv... scheint der Granit, ... eine normale, richtungslos kö... Struktur hat, in ... kompakten Gebirgsstöcken (*Mont* ... Tafel I) mit ... Felswänden, in welchen häu... durch die ... hervorgebrachte Ober... skulptur in ... Großartigkeit erhalten ist (... ...spiz [H. ... plattige Absonderung, we... ...lich ... die mannigfachen Kluftsyst... ... außerordentlich großarti... ... jene der Mittelgebirge aus al... ... riesigen, eckigen, völlig f... ... bestehend, haben sie in mächtigen Ber... ... aufgeschüttet (*...oriotal*).

... mehr die Schieferung des ... erscheinen scharfe, reich geglied...

Bergformen des Granits.



Fig. 1.
Gerundete Formen des richtungslosen Granits im Mittelgebirge mit Blockmeer. Große Schneegrube im Riesengebirge. (Phot. H. Eckert, Prag.)



Fig. 2.
Zackige Formen von schiefrigem Granit (Protogin) im Hochgebirge. Aiguilles des Charmoz et de Trélaporte. (Phot. Wehrli, Zürich.)

artig einzelne Nadeln, Aiguilles (Fig. 2 Tafel III), von mächtigen Dimensionen emporragen *(Montblanc)*. Die Verruschelungszonen, welche man hier fast allenthalben in den Graniten beobachtet, sind von den herabstürzenden Wassern zu scharf eingeschnittenen Rinnen vertieft. Wenn endlich im innersten Gefüge zertrümmerte, von serizitischen und andern Neubildungen durchsetzte Gesteine anstehen, dann ist der Fels selbst im Hochgebirge durch und durch vermorscht, und solche Teile des Gebirges sind ungemein gefährlich, da selbst mächtige Platten keinen sichern Halt gewähren.

Auch in der Wüste sind die Granitlandschaften sehr großartig (Fig. 21). Die Schroffheit der Felswände, welche vom Sand

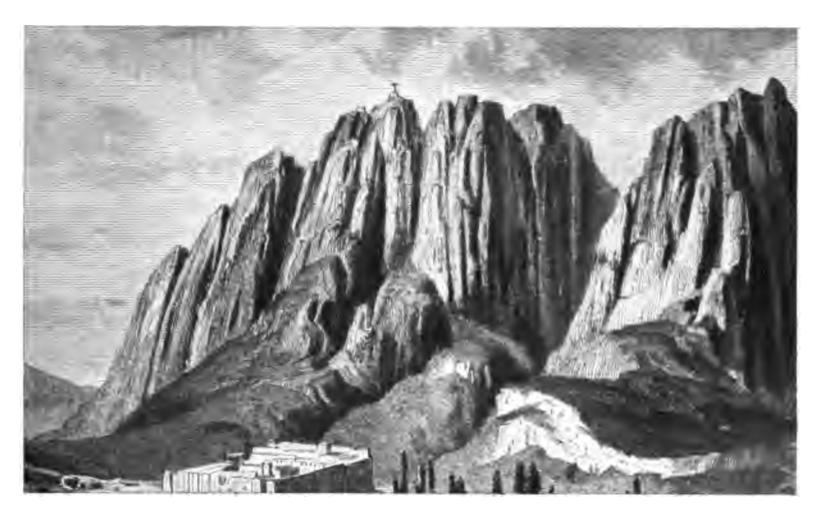


Fig. 21. Granitwände des Sinai. (Nach v. Lendenfeld.)

völlig glattgescheuert sind, die mächtigen, unter der Einwirkung der Insolation gesprungenen Felsblöcke charakterisieren hier die granitischen Gebiete.

Daß es ausgedehnte Granite von präkambrischem Alter gibt, kann nicht zweifelhaft sein, da nicht selten schon das Kambrium transgredierend auf Granit lagert. Solche uralte Granite dürften namentlich in den oft etwas gneisartigen Lagermassen der mächtigen Tafelländer vorliegen. In unsern Mittelgebirgen beobachten wir den Granit nicht selten in Stöcken und Gängen innerhalb paläozoischer Schichten; hier läßt sich ein jungpaläozoisches oder auch mesozoisches Hervorbrechen des

Granits öfter mit Sicherheit nachweisen. Noch jünger sind im allgemeinen die Granite unserer jungen Faltengebirge: in den *Alpen* trifft man noch jurassische, belemnitenführende Schichten, von dem Zentralgranit kontaktmetamorph verändert *(St Gotthard)*; in den *Pyrenäen* sind stellenweise noch Kreidekalke von Granit durchsetzt und marmorisiert *(Vallée d'Ariège)*, in den *Anden* endlich sind die unzweifelhaft tertiären Liparite an den tiefsten zugänglichen Stellen als eigentliche Granite ausgebildet (Andengranit), ja es treten selbst Apophysen echter körniger Granite in den porphyrisch ausgebildeten jungvulkanischen Gesteinen auf, an deren tertiärem Alter kein Zweifel möglich ist. Analoge Erscheinungen zeigen auch die plagioklasreichen „Granodiorite" im *ungarischen Erzgebirge,* und auch sonst dürften derartige junge Granite verbreitet sein.

Verwitterung und Zersetzung. Die Verwitterung des Granits führt zu Grus und Sand (Heidesand im *Harz*), die chemisch von dem frischen Granit nur wenig verschieden sind (I. Teil S. 85). Das oberflächliche Verwitterungsprodukt ist in unsern Breiten rostfarbig; wo die Veränderung weiter in die Tiefe geht, verliert sich diese Farbe mit dem oxydierenden Einfluß der Luft *(Bayrischer Wald).* Unter Moorbedeckung verwitternder Granit wird völlig ausgebleicht, und das Verwitterungsprodukt erscheint hier rein weiß, ist aber deshalb noch keineswegs mit Kaolin identisch. Verwitterung unter den Tropen führt dagegen zu dem roten Laterit. Feldspateinsprenglinge, kugelige Bildungen, Aplite und Pegmatite sind oft recht frisch erhalten, und die Gänge der letzteren bleiben öfters als Mauern stehen, Schiefereinschlüsse und sonstige dunkle Putzen, Lamprophyre etc. wittern rascher aus dem Granit heraus. Zirkulierende Gewässer verkitten öfter sekundär den Granitgrus an Ort und Stelle wieder, regenerierter Granit.

Die der eigentlichen Intrusion folgenden Perioden der Fumarolen- und thermalen Tätigkeit, welche zum Teil in den letzten Stadien der Gesteinsverfestigung einsetzten, öfter aber sich auch über ganze geologische Perioden ausdehnten, haben an zahlreichen Stellen den Granit viel weitergehend verändert. Die in weitester Verbreitung, aber stets nur in einzelnen Putzen und Nestern auftretende Kaolinisierung wurde im I. Teil, S. 149, eingehend geschildert, desgleichen die oft mit dynamischen Ver-

änderungen Hand in Hand gehende Serizitisierung. Ungemein intensiv sind auch die in Verbindung mit gewissen Erzlagerstätten auftretenden Metamorphosen, so namentlich jene, welche die Zinnerzgänge und gewisse turmalinführende Kupfererzgänge begleiten.

In der Nachbarschaft der Zinnerzgänge erscheint abgesehen von der Kaolinisierung, welche auch hier sehr verbreitet ist, das Nebengestein — mit der Entfernung vom Gange in abnehmendem Maße — mit Zinnerz, Turmalin, Topas, Quarz etc. imprägniert und oft zur Unkenntlichkeit entstellt. Die wichtigsten der unter solchen Verhältnissen umgewandelten Gesteine sind: der Greisen, ein mittelkörniges Aggregat von Quarz mit Lithionglimmer, in dem das Mikroskop öfter noch die Umbildung des Feldspats in Quarz zu verfolgen gestattet. Er enthält außerdem geringe Mengen von Topas, Flußspat und Zinnerz. Der Luxullian (*Luxullion* in Cornwall) war ursprünglich ein Granitporphyr mit fleischroten Feldspateinsprenglingen, dessen Grundmasse in ein makroskopisch schwarzes, aus radialstrahligem Turmalin und Quarz bestehendes Aggregat umgewandelt ist. Der Zwitter oder Stockwerksporphyr, meist ziemlich dicht und ungemein hart, ist bald licht gefärbt und aus Topas und Quarz bestehend, bald schwärzlichgrün; dann vertritt die Stelle des ersteren der Turmalin. Die ursprüngliche Struktur, welche wohl granitisch war, ist kaum mehr deutlich. Diese tritt dagegen schon makroskopisch an den topasierten Granitporphyren hervor, welche schöne Pseudomorphosen von radialstrahligem Topas nach Feldspat aufweisen. In ähnlicher Weise sind auch die Kontaktgesteine der Granite verändert und in Turmalinfelse oder in Topasfelse umgewandelt.

Auch im Zusammenhang mit Eisenglanzgängen trifft man weitergehende Modifikationen, hauptsächlich eine Verdrängung des Glimmers durch Eisenglanz, Eisengranit, während das Gestein gleichzeitig kavernös wird. Letztere Erscheinung zeigt auch der sog. Steinachgranit aus dem *Fichtelgebirge,* in dessen Hohlräumen viel Epidot zur Ausbildung kam.

Auf thermale Prozesse verweist die Veränderung des Granits an gewissen Graphitlagerstätten; neben Kaolinbildung findet sich hier eine manchmal vollkommene Verdrängung durch Manganoxydsilikate (Mog) oder durch Nontronit. Schuppiger Graphit drängt sich dann auf allen Poren und Klüften in das Gestein und siedelt sich auf den Grenzen der einzelnen Gemengteile, den Spaltflächen der Glimmer etc. an. Ausgiebige Nontronitbildung im Granit findet sich auch in Begleitung der Flußspatgänge der *Oberpfalz* sowie in den mechanisch außerordentlich stark beeinflußten Winzergraniten des Donaurandes bei *Regensburg;* sie ist übrigens noch viel weiter als im Granit selbst in dessen Kontaktgesteinen verbreitet (*Schwefelgasse* bei Ebnath, Oberpfalz).

Endlich ist die Umbildung von Granit in Speckstein zu erwähnen, welche bei *Wunsiedel* im Fichtelgebirge deutlich zu verfolgen ist. In dem porphyrischen Granit werden zuerst die Einsprenglinge zu chloritischen Aggregaten, dann tritt an deren Stelle Talk, und dieser verdrängt unter Erhaltung der Struktur alle Bestandteile des Granits.

Granulit.

Makroskopische Beschaffenheit. Als Granulit[1] (Weißstein, Amausit, franz. leptynite, eurite) wurden zuerst dichte, oft geradezu felsitartige, meist wohlgebänderte (Fig. 22) und öfter auch etwas schiefrige Gesteine bezeichnet, aus deren mehr oder minder rein weißer Hauptmasse sich gewöhnlich zahlreiche kleine, rote Granaten lebhaft abheben, Granatgranulit. Diese Gesteine, welche in *Mähren, Böhmen* und *Sachsen* in ausgedehnten Lagermassen vorkommen, wurden wegen ihres hier meist sehr ausgeprägten schichtigen Habitus als lokale Fazies eines Teils der Gneisformation angesehen. Gümbel identifizierte mit diesen Vorkommnissen petrographisch sehr ähnliche Gesteine aus der *Oberpfalz*, welche aber gewöhnlich in Gängen auftreten und echte, granatführende oder -freie Aplite sind; ähnlich sind auch die als Granulit beschriebenen Gesteine der *Alpen*.



Fig. 22. Gebänderter Granulit. Tirschheim bei Glauchau in Sachsen. (Nach J. Lehmann.)

Im Laufe der Zeit hat der Name Granulit aber seine eigentliche petrographische Bedeutung mehr und mehr eingebüßt und ist zu einem geologischen Begriff geworden, in der Hauptsache wohl infolge der Erscheinung, daß die eingehender studierten Vorkommnisse einen fortgesetzten Wechsel der mineralischen Zusammensetzung aufweisen, wobei die verschiedensten Mineralkombinationen in mannigfach gestauchten und gefalteten, schmalen Lagen miteinander wechsellagern. Der eigentliche Weißstein, in den typischen Vorkommnissen ein durchaus glimmerfreies Quarzfeldspataggregat mit Granat, nimmt lagenweise unter Verschwinden des Granats Biotit auf und geht in Biotitgranulit über, in welchem die dichte Beschaffenheit des normalen Granulits einer mehr körnigen Platz macht, Übergänge in Gneisgranulit, Granulitgneis und schließlich in normalen Granit hervorbringend. An Stelle des im normalen Granulit weit vorherrschenden Orthoklases tritt ferner Plagioklas ein, dessen Zunahme gleichzeitig von einem Zurücktreten des Quarzes begleitet ist, während Hornblende oder Pyroxen in mehr und mehr anwachsender Menge eintreten, Hornblende-, Diallag-, Augit-, Pyroxen-Granulit. Und schließlich entwickeln sich eigentliche Plagioklas-Augitgesteine, makroskopisch einem Trapp völlig gleichend und auch in chemischer Beziehung und in der Struktur den gabbroiden Typen des Trapps sehr nahestehend, die sog. Trapp-

[1] Im Französischen bedeutet der Name *„granulite“* Zweiglimmergranit mit granulitischer Struktur, im Englischen mehr eigentliche Aplite, im Schwedischen endlich die ganze obere Etage der sog. Gneisformation.

granulite, die bald in scharf abgetrennten Lagen mit dem normalen Granulit wechsellagern, bald linsenförmige Einlagerungen in diesem bilden.

Alle die für das *sächsische Granulitgebirge* charakteristischen Erscheinungen wiederholen sich in großen Zügen in den mächtigen Massiven der Insel *Ceylon* und der benachbarten Teile *Indiens*, wo aber der dichten und schichtigen Beschaffenheit der bisher beschriebenen Abarten durchaus massige, meist völlig richtungslose und öfter recht grobkörnige Gesteine gegenüberstehen. Von den manchmal mit erbsengroßen Granaten durchspickten, meist etwas lichtrötlichen, mittelkörnigen Granatgranuliten bis zu den trappähnlichen Bildungen, welche hier als Charnockit bezeichnet wurden, trifft man jeden Übergang, aber eine ausgesprochene Parallelstruktur ist nur in den glimmerreichsten Varietäten vorhanden, während die verschiedenen Typen in einer Art großschlieriger Verbindung miteinander aufzutreten scheinen.

Einlagerungen mannigfacher Gesteine, einesteils von eigentlichen Graniten, von Gneis oder von Gabbro und Serpentin, welch letztere wohl den Charakter der am meisten basischen Spaltungsprodukte dieses offenbar besonders leicht zerfallenden Magmas an sich tragen, andernteils von normalen Kontaktgesteinen sind in den asiatischen wie in den europäischen Vorkommnissen vorhanden, wie auch in beiden zahlreiche Vorkommnisse von Pegmatit auftreten, die durch bedeutende Entwicklung von Turmalin wie durch vereinzelte Vorkommnisse von seltenen Mineralien sich auszeichnen.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Ungemein zahlreich und wechselnd sind die Mineralkombinationen, die man unter dem Namen Granulit zusammenfaßt. Die wichtigsten Bestandteile sind: Quarz, Ortho-

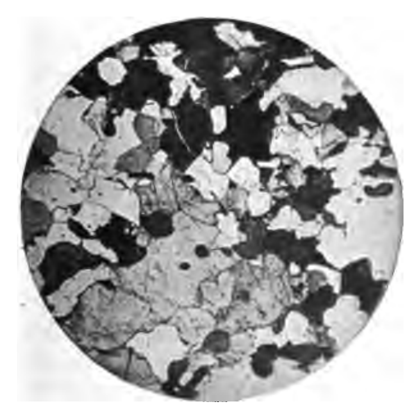


Fig. 23. Granulitische Struktur; der Quarz ist gerundet idiomorph. Granulit, Kurunegala, Ceylon.

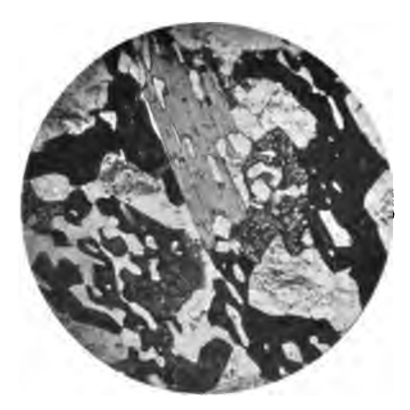


Fig. 24. Quarz, gerundete Körner als Einschluß in Hornblende und Perthit. Granulit, Ampe, Ceylon.

klas, Plagioklas, Granat, Biotit, braungrüne bis braune, primäre Hornblende, Uralit, Pyroxene mannigfaltigster Art und Granat. Der Quarz, in den dichten Vorkommnissen meist stark zertrümmert und kataklastisch, zeigt in den indischen Gesteinen fast nirgends die Einwirkung mechanischer Kräfte und findet sich dann vorherrschend in der Form ge-

rundeter Kristalle, welche in den sauern wie in den basischen Gliedern stets den älteren Gemengteilen zugehören und so die eigentlich granulitische Struktur hervorbringen. Namentlich im Orthoklas der sauern und in der Hornblende resp. den Pyroxenen der basischeren Gesteine trifft man ihn in massenhaften gerundeten Einschlüssen (Fig. 23 u. 24, S. 49). Seine Menge nimmt im allgemeinen mit der Zunahme des Plagioklases und der dunkeln Mineralien ab, und mit dem Plagioklas verbindet er sich besonders gerne zu den wurmförmigen Durchwachsungen des quartz vermiculé.

Charakteristisch ist die Ausbildung des Orthoklases, der wohl stets ein ausgesprochener Perthit ist und in den feinkörnigen wie in den grobkörnigen Varietäten meist geradezu faserige Beschaffenheit hat. Der in ihm eingewachsene Plagioklas scheint in der Hauptsache Oligoklas bis Andesin zu sein, und die Mengenverhältnisse der beiden sich durchdringenden Feldspate sind offenbar wechselnd, so daß bald der Orthoklas bald der Plagioklas vorherrscht (Fig. 25). Mikropegmatitische Verwachsung mit Quarz fehlt völlig, ebenso eigentlicher Mikroklin. Was den selbständig als Gesteinsgemengteil auftretenden Plagioklas betrifft, so ist dieser in den lichter gefärbten Gesteinen dem im Orthoklas eingewachsenen ähnlich zusammengesetzt, in den dunkeln, an basischen Mineralien reicheren aber Labrador. Beide Feldspate sind namentlich in den indischen Vorkommnissen tadellos frisch und meistens schon makroskopisch an ihren perlmutterglänzenden Spaltflächen erkennbar. In den eigentlichen Weißsteinen ist im allgemeinen der Perthit der herrschende Feldspat, nur selten sind diese reich an Plagioklas; wenn Biotit und namentlich wenn Hornblende und Pyroxen an Menge zunehmen, so tritt ersterer in den Hintergrund bis zur Entwicklung eigentlicher Plagioklasgesteine.

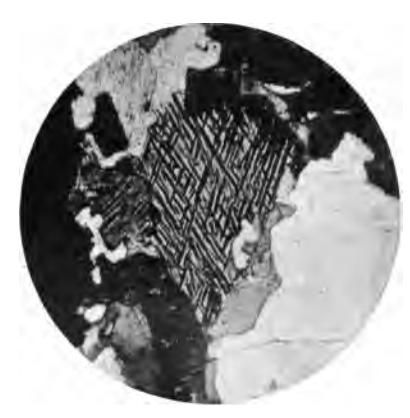


Fig. 25. Perthitische Verwachsung von Orthoklas und Plagioklas in Granulit von Pushena, Ceylon.

Von Glimmern ist primär nur Biotit vorhanden, dessen Zunahme im allgemeinen von einer Abnahme des Granats begleitet ist, so daß man schon versucht hat, ersteren als Umwandlungsprodukt des letzteren anzusehen, was aber, für die Vorkommnisse Indiens wenigstens, nicht zutrifft. Aggregate von Muskowit sind stets sekundär, meist aus Feldspat hervorgegangen. Hornblende in gerundeten, braunen Körnern, ebenso wie der Biotit meist von massenhaftem gerundetem Quarz durchwachsen (Fig. 24, S. 49), ist seltener als rhombischer oder monokliner Pyroxen, von welchen ersterer ein deutlich pleochroitischer und oft auch im Dünnschliff noch kräftig gefärbter Hypersthen ist, letzterer sehr lichtgrün bis farblos erscheint und dem Diopsid gleicht. Jener geht öfter in serpentinartige Aggregate, dieser in Uralit über. Der Granat endlich gehört zum Almandin, der namentlich da, wo er größere Individuen bildet, eigentliche Perimorphosen darstellt; Kristallform fehlt ihm wohl überall,

aber er ist häufig von eigentümlichen Randzonen umgeben, eine gewisse Art von Kristallisationszentrum, indem z. B. der Augit in pseudopodienähnlichen Formen sich um ihn ansetzt oder Durchwachsungen von Quarz und Spinell auftreten, welche den Eindruck magmatischer Korrosion hervorbringen.

Auch bezüglich der akzessorischen Mineralien trifft man manches Eigenartige, das sich in den beiden Hauptgebieten wiederholt. So ist z. B. der sonst in Eruptivgesteinen seltene Eisenspinell in nicht wenigen Vorkommnissen, namentlich von Weißstein, oft schon makroskopisch in schwarzgrünen Körnern erkennbar, in Menge vorhanden, Herzynitgranulit. Auch der Rutil, mit oder ohne Titanit, bildet einen verbreiteten Gesteinsgemengteil, und Zirkon findet sich in ganz ungewöhnlicher Menge. Apatit ist oft gleichfalls sehr reichlich, und ferner fehlt fast nie ein Gehalt an Magneteisen und Titaneisen; Orthit kommt, wenn auch nur vereinzelt, vor.

Endlich sind besonders in den europäischen Vorkommnissen Mineralbildungen vorhanden, welche wohl auf eine Resorption des Nebengesteins zurückzuführen sind. Man unterscheidet danach Zyanitgranulit mit meist schon makroskopisch kenntlichen blauen Körnern von Disthen, Andalusitgranulit, Fibrolithgranulit etc. Turmalingranulite sind seltene Abarten, meist wurden so gangförmige Granitaplite und -pegmatite mit einem Gehalt an Turmalin bezeichnet, z. B. die Vorkommnisse des *Bayrischen Waldes* und der *Oberpfalz,* in welchen auch seltene Mineralien in größeren Individuen vorkommen.

Die Struktur der grobkörnigen Granulite Indiens ist durchgängig die granulitische (Fig. 23, S. 49), in den feinkörnigen europäischen Vorkommnissen aber meist kaum definierbar; ein formloses Quarzfeldspatmosaik, oft mit recht intensiven Zertrümmerungen, auch mit einer lagenweisen Trennung von Quarz und Feldspat, bildet hier die Hauptmasse der Weißsteine. Porphyrische Strukturen sind äußerst selten; so treten in dem Querbruch der Augengranulite größere Feldspataugen deutlich hervor. Auf die Parallelstruktur der europäischen Vorkommnisse, welche bald in einer ausgesprochenen Bänderung der Gesteine, bald in einer sehr vollkommenen Schieferung zum Ausdruck kommt, wurde schon hingewiesen, ebenso daß diese den indischen fehlt. Man trifft sie bei jenen auch mehr bei den lichten und namentlich den biotithaltigen Gliedern; die basischen Trappgranulite sind gewöhnlich ganz richtungslos.

Chemische Verhältnisse. Die Granulite stellen einen etwas eigenartigen Typus von Intrusivgesteinen dar, welcher namentlich durch die ungemein weitgehende Fähigkeit magmatischer Zerspaltung und die dadurch hervorgebrachte innige Verbindung der verschiedenartigsten Gesteine sich auszeichnet. Wenn man von vereinzelten abweichenden Vorkommnissen absieht — so von dem natronreichen, durch dunkle Individuen von Riebeckit und Ägirin gefleckten Forellengranulit von *Gloggnitz,* der zu den Natrongesteinen gehört, oder von den mit Granulit identifizierten Apliten etc. —, wenn man die als Einschlüsse im sächsischen Granulit auftretenden umgewandelten Schiefer, die durch Resorption bedingte Variabilität der Schmelzflüsse nicht berücksichtigt, so stellen die Granulite eine von granitaplitähnlicher Zusammensetzung bis zu jener des echten Trapps, ja selbst der Peridotite führende Serie dar, welche aber in zahlreichen Beziehungen ihrer mineralischen Zusammensetzung und

Struktur eine von den normalen Typen abweichende Beschaffenheit aufweist. Das Auftreten der granulitischen Struktur beobachten wir sonst in Zweiglimmergraniten und Apliten, bei basischeren Gesteinen der normalen Reihe aber nirgends. Bei den Granuliten bleiben deren Grundzüge bis zu den dunkelsten Typen konstant erkennbar, während auch die sauersten in den Hauptgebieten durchaus gleichbleibende Abweichungen der mineralogischen Zusammensetzung aufweisen, welche sie von den entsprechend struierten Graniten trennt. Hierher gehört das Fehlen von Muskowit und Mikroklin, der Mangel der mikropegmatitischen Verwachsungen und anderseits das so konstante Hervortreten des Granats, der Gehalt an Eisenspinell und Rutil etc.

Die zahlreichen Eigenheiten der Granulite, welche aus der obigen Schilderung hervorgehen, hat man, wie dies heutzutage hergebracht ist, einer Dynamometamorphose der Gesteine zuschreiben wollen, welche bei der feinkörnigen und oft intensiv mechanisch gestörten Struktur unserer *europäischen* Vorkommnisse recht nahe lag. Die genaue Untersuchung der Granulite *Indiens* aber ließ ganz dieselben eigenartigen Verhältnisse der mineralischen Zusammensetzung erkennen, und hier kann von späterer dynamometamorpher Veränderung keine Rede sein; denn Gesteine, welche von mechanischen Kräften durchschnittlich so wenig berührt sind, wie z. B. die Granulite *Ceylons*, sind überhaupt recht selten. Die Veränderung der sächsischen Vorkommnisse durch Dynamometamorphose dürfte daher in der Hauptsache auf eine mechanische Zertrümmerung der Gesteine beschränkt geblieben sein, soweit nicht auch die mechanischen Strukturen selbst schon primär während der Gesteinsverfestigung entstanden und als Protoklase zu betrachten sind.

Die Granulitvorkommnisse *Sachsens, Böhmens* und *Mährens* charakterisieren sich als die äußeren, parallelstruierten Randzonen mächtiger Intrusivmassen, welche, durch mannigfache Schiefereinschlüsse modifiziert, vielleicht während nicht unbedeutender Gebirgsbewegungen sich verfestigten, aber jedenfalls ohne gleichzeitige besonders hochgehende Spannung, da die Erscheinungen der Piëzokristallisation fehlen. Die Gesteine der Charnockitserie in *Indien* und *Ceylon* dagegen stellen das entsprechende normale, richtungslose Gestein des inneren Kerns dar.

Vorkommen und geologisches Alter. Das *sächsische* Granulitgebirge bildet eine 50 × 20 km große elliptische Masse (Fig. 26), innerhalb deren außer der mannigfaltigen Serie der als Granulit selbst bezeichneten Gesteine noch zahlreiche Einlagerungen von Serpentin, Amphibolit und Flasergabbro, von Granit, von Kordierit- und Granatfels ausgeschieden werden, während ihre Umgebung von glimmerschiefer- bis phyllitähnlicher Beschaffenheit mit hervortretender Bildung von Knotenschiefern, Fleckschiefern, Garbenschiefern, ja eigentlichen Hornfelsen von mannigfacher Zusammensetzung den normalen Habitus einer kontaktmetamorphen Zone darbietet, in welcher außerdem noch eigentliche Granulitapophysen von nicht geringer Mächtigkeit auftreten. Innerhalb des granulitischen Mittelgebirges selbst sind somit zahlreiche fremde Gesteine vorhanden, welche zum Teil als eingeschlossene und umgewandelte Schollen des Nebengesteins, wie die Kordieritfelse, oder auch als spätere Eruptivmassen (z. B. die eigentlichen Granite, welche auch gangförmig auftreten) zu deuten sein dürften, ganz abgesehen von den manch-

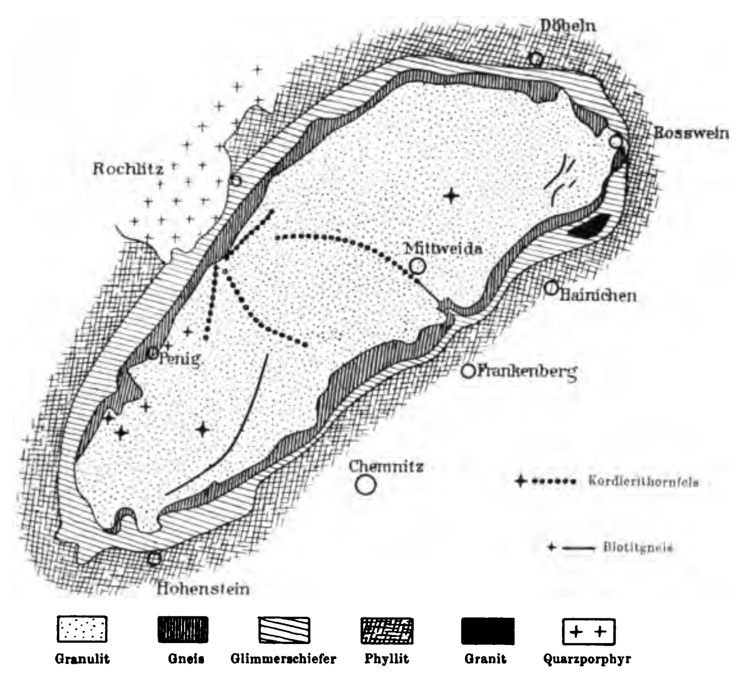


Fig. 26. Kartenskizze des sächsischen Granulitgebirges. (Nach M. Kästner.)

mal recht mineralreichen **Pegmatiten**, welche, genetisch mit dem Granulit verknüpft, dessen spätere Nachschübe darstellen.

Etwas modifiziert sind die Verhältnisse in *Indien*. Auch hier sind es zum Teil mächtige **stockförmige** Massen, welche Schichtgesteine durchbrochen und umgewandelt haben. Zahlreiche **Pegmatite** sind hier wie dort vorhanden, in *Ceylon* speziell mit **Serendibit** und der schimmernden Feldspatvarietät, welche als **Mondstein** bezeichnet wird. Die durchbrochenen Gesteine waren aber nicht wie in Sachsen vorherrschend Tonschiefer, sondern Kalke und Dolomite, wir finden daher auch innerhalb der Granulitmassive selbst langgezogene Streifen von **Kalk und Dolomit** (Fig. 27) mit mannigfachen, oft ungemein großartig entwickelten Kontaktmineralien, z. B. Forsterit, Phlogopit, Apatit etc., übergehend in eigentliche an Wollastonit, Augit, Skapolith etc. reiche **Kalksilikatfelse**, welche hier fälschlich als **Skapolithgneise**, **Wollastonitgneise** etc. bezeichnet wurden, ohne daß irgend ein Anlaß für den Namen Gneis vorläge. Und dieselben kalkreichen Kontaktbildungen trifft man rings um die intrusiven Granulitmassen.

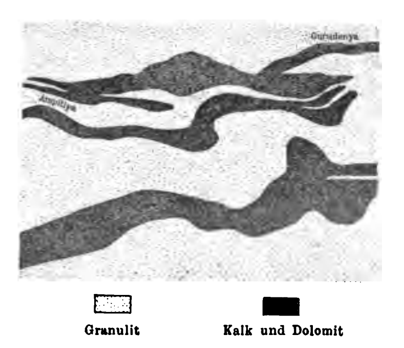


Fig. 27. Granulit mit Einlagerungen von kristallinischen Karbonatgesteinen. Ceylon. (Nach Coomáraswamy.)

Die Vorkommnisse Indiens und namentlich jene von Ceylon sind dadurch besonders interessant, daß innerhalb dieser Granulite ausgedehnte Graphitlagerstätten auftreten, und zwar in normalen Gängen mannigfaltigster Größe und Form, deren grobkristallinische; quer zum Salband stengelig-blätterige Füllung bald reiner Graphit ist, bald Einschlüsse von Mineralien und Bruchstücken des Nebengesteins enthält, die ebenso wie der den Gängen zunächst liegende Granulit mehr oder minder vollständig kaolinisiert resp. in Nontronit umgewandelt sind. Die späteren Dislokationen im Gebirge haben sich auf diesen Graphitgängen abgespielt, welche daher mannigfach verrutscht sind, während das Nebengestein meistens nur direkt am Gang mechanische Deformationen aufweist.

Was das geologische Alter betrifft, so sind die Granulite *Sachsens* vermutlich recht alt, etwa paläozoisch, jene *Indiens* dagegen scheinen einer jüngeren, wenn auch bis heute nicht bestimmbaren geologischen Periode anzugehören.

Liparit und Quarzporphyr.

Makroskopische Beschaffenheit. Liparit und Quarzporphyr zeigen gewöhnlich die porphyrische Struktur besonders ausgezeichnet (Tafel II Fig. 2); doch sind sie wohl nie so großporphyrisch wie gewisse Granitporphyre. Die Unterscheidung zwischen Liparit und Quarzporphyr wird hier nach dem petrographisch einzig möglichen Prinzip festgehalten, welches S. 16 und 17 auseinandergesetzt wurde. Liparite (Rhyolith [griech. rhyo, fließe], Quarztrachyt, Trachytporphyr, Andenporphyr) sind frische, gewöhnlich sehr lichte, oft ganz weiße Gesteine mit rauhem Bruch, deren Feldspateinsprenglinge Sanidinhabitus aufweisen, und deren vereinzelte Biotitblättchen glänzend und elastisch sind. Quarzporphyr nennt man dagegen die unfrischen Vorkommnisse mit meist kräftiger Farbe, rot, gelb, braun, violett, grünlich etc., deren Feldspateinsprenglinge gewöhnlich matter sind, während der dunkle Bestandteil häufig ganz unkenntlich geworden ist. Sie sind, abgesehen von den ganz zersetzten Tonsteinporphyren mit ihrem fast erdigen Bruch und ihrer oft fleckigen Färbung (Fleckenporphyr) viel kompakter als die Liparite. Man unterscheidet bei den Quarzporphyren nach der Art des Bruchs die Feldsteinporphyre mit derbem Gefüge und mattem, steinartigem Bruch und meist kräftiger Farbe von den lichteren Hornsteinporphyren mit öfter glänzendem, muschelig-splittrigem Bruch und äußerlich völlig dichtem Gefüge.

Da solche kieselsäurereiche Gesteine verhältnismäßig schwer kristallisieren, so erscheinen glasige Ausbildungsformen in besonders weiter Verbreitung; die meisten Gesteinsgläser ent-

sprechen diesen kieselsäurereichsten Gesteinen. Vorherrschend oder ausschließlich aus Glas bestehen: der meist sammetschwarze, wasserfreie Obsidian (nach dem Entdecker Obsidius) mit sehr vollkommen muschligem Bruch (Fig. 28), ferner der uneben bis kugelig brechende, oft sehr wasserreiche (bis ca 10% aq) Pechstein oder Rhetinit (griech. retine, Harz), der gewöhnlich lichter und häufig bunt, rot oder grünlich gefärbt ist. Die kleinkugelig brechenden Perlite von meist lichtgrauer Farbe haben mittleren Wassergehalt. Abgesehen von deutlich entwickelten Einsprenglingen, welche im Vitrophyr (lat. vitrum, Glas) und Pechsteinporphyr besonders hervortreten, sind sphärolithi-



Fig. 28. Obsidian, Island. Muschliger Bruch. (1/2 nat. Gr.)



Fig. 29. Lithophysen und fluidale Sphärolithe im Obsidian vom Yellowstone Park. (1/2 nat. Gr.)

sche (griech. sphaira, Kugel) Entglasungsprodukte weit verbreitet. Sie sind oft zu parallelen Lagen und Bändern angeordnet und erreichen recht bedeutende Dimensionen, wie in den bis metergroßen Lithophysen (griech. physao, blase auf), die dann gewöhnlich stark kavernös sind (Fig. 29).

Schließlich entwickeln sich eigentliche Sphärolithfelse. Zahlreiche Obsidiane enthalten massenhaft kleine Luftblasen und haben dann sammetartigen Glanz und Farbe. Sie gehen über in die porösen, ganz lichtgrauen Bimssteine, welche übrigens auch aus zahlreichen Obsidianen künstlich durch starkes Erhitzen hervorgebracht werden können und sich besonders in losen Blöcken als Auswürflinge finden. Der weiteren Verbreitung solcher glasreichen Formen bei den jüngeren Vorkommnissen steht ihre ver-

hältnismäßige Seltenheit bei den älteren gegenüber. Dort treten an ihre Stelle matte, steinartig brechende, fast oder ganz einsprenglingsfreie Gesteine, welche man als Felsit, Felsitporphyr, Eurit (griech. euroos, gut fließend, wegen seiner Schmelzbarkeit), Petrosilex, Hälleflinta (schwed. Felsenkiesel) etc. bezeichnet hat, die ebenso häufig wie die jüngeren Gläser Sphärolithe in fluidaler Anordnung, Lithophysen etc. enthalten und ebenso wie die Obsidiane und Pechsteine den raschest erstarrten Teilen der vulkanischen Massen angehören. Man hat sie wohl auch als Apoobsidiane oder Apopechsteine (griech. apo, von — her) bezeichnet. Eine Art von Übergängen stellen die emailartigen, splittrig brechenden, meist lichten Lithoidite dar.



Fig. 30. Gebänderte Beschaffenheit der Hälleflinta. Dannemora, Schweden. (Phot. Prof. Hofmann.)

Da die Gesteinsgläser im allgemeinen sehr wenig widerstandsfähig sind, ist die Annahme berechtigt, daß es sich bei diesen feinkristallinischen Bildungen um veränderte Gläser handelt, bei welchen entweder eine während langer Zeit erfolgte innere molekulare Umlagerung, ein Umstehen anzunehmen ist, oder aber, was wohl wahrscheinlicher, zirkulierende Lösungen die kristalline Umwandlung bewirkt haben. Mit dieser Umwandlung geht auch die äußerlich so einheitliche Beschaffenheit verloren, die Farben werden meist rötlich bis braun, und die innere Inhomogenität, die im frischen Glas meist nicht mit bloßem Auge sichtbar ist, tritt jetzt schon makroskopisch in einer deutlichen fluidalen Bänderung hervor, wie sie z. B. für die Hälleflinta (Fig. 30) oder die Bandporphyre eigentümlich ist, die sich in Schweden in ausgedehnten Decken finden und häufig zu den „kristallinischen Schiefern" gestellt werden.

Grundmasse und Einsprenglinge stehen bei diesen porphyrischen Gesteinen in sehr wechselndem Verhältnis. Sehr einsprenglingsreiche Porphyre sind äußerlich körnigen Gesteinen nicht unähnlich, Kristallporphyr, Nevadit, in denen man mit bloßem Auge nur zu leicht das Vorhandensein einer öfter auch rein glasigen Grundmasse übersieht.

Unter den Einsprenglingen treten Orthoklas und Plagioklas meist größer hervor als der Quarz, der in einzelnen Fällen auch gar nicht zur Ausscheidung kam. Aus ganz frischen Gesteinen wie aus stark zersetzten löst sich beim Zerschlagen der Quarz oft in den charakteristischen Doppelpyramiden heraus; in den kompakten Gesteinen dagegen bricht er muschelig durch und zeigt dann meist rauchbraune, seltener violblaue Farbe *(Ardennen)*. Der dunkle Gemengteil, meist Biotit, ist im allgemeinen in der ganzen Reihe sehr untergeordnet.

Ganz unähnlich den normalen Quarzporphyren sind die schwarzen bis schwärzlichgrünen Pyroxenquarzporphyre (Umgebung von *Leipzig*), welche arm an Quarzeinsprenglingen (SiO_2 nur ca 65%), dagegen reich an solchen von Feldspat sind und einen dichten, öfter noch etwas kristallinischen, unebenen Bruch aufweisen; sie erinnern vielmehr an die Orthoklasporphyre.

Entsprechend dem meist sehr niederen Gewicht der Grundmasse sind die Liparite und Quarzporphyre leichte Gesteine mit einem um 2,6 variierenden spezifischen Gewicht; sie sind durchschnittlich leichter als die entsprechenden Granite, zumal wenn sie glasreich sind.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Unter den Einsprenglingen von Feldspat ist im allgemeinen Orthoklas vorherrschend, der besonders in glasreichen Gesteinen häufig farblos und völlig frisch von adularähnlichem Habitus ist, sonst aber öfter getrübt und dann weiß, gelblich oder rot gefärbt erscheint. Die meist recht gute Kristallform ist die gewöhnliche; unter dem Mikroskop erkennt man in den trüben Vorkommnissen schuppige Glimmeraggregate. Mikroklin fehlt im allgemeinen. In wechselnder Menge findet sich ein zwillingslamellierter, öfter zonar aufgebauter Plagioklas, gewöhnlich Oligoklas bis Andesin, hin und wieder aber auch ein ziemlich kalkreicher. Durch sein Vorherrschen bilden sich alle möglichen Übergänge in die Quarzporphyrite und Dazite (lat. Dacia, Siebenbürgen). Hierher gehören zahlreiche Abarten in der Umgebung von *Bozen*, der sog. porphyr bleu im *Estérelgebirge*, Depart. du Var, oder der Dellenit von *Dellen* in Schweden. Ähnlich wie in den Graniten ist der Plagioklas häufig stärker umgewandelt als der Orthoklas, ja man trifft lokal den letzteren völlig glasig neben vollkommen trübem oder kaolinisiertem Plagioklas (*Eisenbach* bei Schemnitz). Seltener ist das umgekehrte Verhältnis, so im Pyroxenquarzporphyr.

Quarzeinsprenglinge, meist rauchgrau bis farblos, selten bläulich, unter dem Mikroskop aber stets farblos, sind gleichfalls in sehr wechselnder Menge vorhanden. Einbuchtungen von Grundmasse sind an den wie angeschmolzen erscheinenden, oft rein bipyra-

midalen Kristallen sehr verbreitet, ebenso Glaseinschlüsse, welche gerne kristallograpisch begrenzte Hohlräume erfüllen; Flüssigkeitseinschlüsse dagegen sind seltener. Auch scharfkantige, wohl durch Zerspringen von Kristallen entstandene Splitter von Quarz trifft man nicht selten. Tridymit scheint auf die jüngeren Vorkommnisse beschränkt zu sein, ist aber auch in diesen wohl stets sekundär, daher in Nestern zusammengehäuft.

Die dunkeln Gemengteile treten gewöhnlich sehr zurück, am häufigsten sind kleine Täfelchen von Biotit, oft magmatisch korrodiert oder unter Ausscheidung von Titanmineralien gebleicht und chloritisiert; am frischesten ist das Mineral in den glasreichen Varietäten. Seltener sind braune Nädelchen von Hornblende, und in den basischen, an Quarz armen, an Plagioklas reichen Pyroxenquarzporphyren bilden Hypersthen und diallagähnlicher Augit das basische Mineral. Muskowit ist als eigentlicher, primärer Gemengteil sehr selten; er findet sich z. B. in dem als Elvan bezeichneten Quarzporphyr von *Cornwall.*

Von Nebengemengteilen erkennt man makroskopisch am häufigsten den oft in Pinit umgewandelten Kordierit (Kordieritliparit, Pinitporphyr, Oosit [*Oos* bei Baden-Baden]), ferner Granat; unter dem Mikroskop treten hinzu Apatit, Zirkon, Xenotim fast überall, aber meist spärlicher als im Granit, ausnahmsweise auch Turmalin, Orthit, Titanit, in den mit Lithionitgranit zusammenhängenden Quarzporphyren besonders auch Flußspat und Topas. Von Erzen ist Eisenglanz ziemlich verbreitet, namentlich als rotes Pigment, ferner Magneteisen in kleinen Körnern, seltener Titaneisen; Schwefelkies findet sich nur in stark umgewandelten Gesteinen, in denen auch Chlorit, Epidot, serizitische Aggregate, Anatas, Kalkspat, lokal auch Kaolin etc. in weiterer Verbreitung vorkommen. Endlich trifft man in einzelnen Quarzporphyren rundliche Knollen von dichtem Graphit.

In Bezug auf die Struktur der Grundmasse, welche von den Einsprenglingen scharf geschieden ist, schließen sich die Mikrogranitporphyre (Fig. 31) und Mikropegmatitporphyre mit granitisch resp. pegmatitisch struierter holokristalliner Grundmasse an die Granitporphyre an. In weiter Verbreitung trifft man ferner als Grundmasse von Quarzporphyren völlig regellose feinkörnige Quarzfeldspataggregate, die in zahlreichen Fällen als Umwandlungsprodukt von ursprünglichem Glas nachweisbar sind, das, bei den Lipariten in weitester Verbreitung auftretend, im Quarzporphyr meist nicht mehr vorhanden ist. Sphärolithische Grundmasse enthalten die Sphärolithporphyre (Fig. 32). Diese noch deutlich gesetzmäßig struierten Aggregate gehen in dem Granophyr mehr und mehr in unregelmäßige Bildungen über, die feiner und feiner werden und schließlich kaum mehr auf das



Fig. 31. Mikrogranitischer Quarzporphyr von Ernsthofen, Odenwald. (Nach F. Berwerth.)



Fig. 32. Sphärolithporphyr, Glashüttental bei Schemnitz, Ungarn.

polarisierte Licht wirken, Mikrofelsit. In der Grundmasse der mikrofelsitischen Quarzporphyre oder Felsophyre sieht man hin und wieder eine klare Zwischenmasse von Glas, so daß diese Formen dann wohl nur als primäre Erstarrungsprodukte gedeutet werden können. In andern Fällen aber stehen solche äußerst dichten Materialien in Verbindung mit zweifelloser Entglasung sekundärer Natur, wie sie z. B. im Felsit selbst anzunehmen ist, und dann verbinden sie Übergänge mit deutlich körnigen Quarzfeldspataggregaten, welche solche Bildungen am häufigsten zusammensetzen.

Auch die mikroskopische Untersuchung der Gläser zeigt manches Bemerkenswerte: Die rissige Beschaffenheit der Perlite zeigt Fig. 33; die

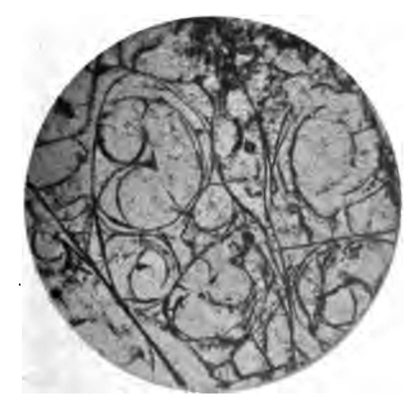


Fig. 33. Perlit, Glashüttental bei Schemnitz, Ungarn.

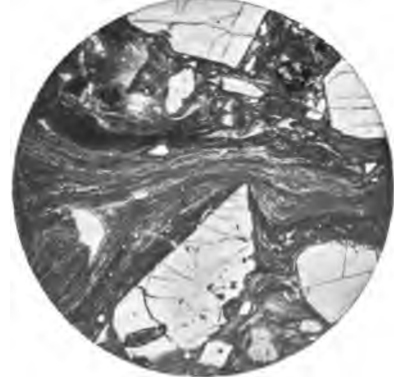


Fig. 34. Eutaxit. Mikroskopische Fluidalstruktur in Pechstein. Kastelruth, Südtirol.

eigentümlichen zwiebelschalenähnlich verlaufenden Risse sind durch Spannungen hervorgebracht, durch welche das Gestein leicht zu rundlichen Kügelchen zerfällt (Marekanit von der *Marekanka* bei Ochotsk); optisch erkennt man solche Spannungen an der stellenweisen Aufhellung zwischen gekreuzten Nikols. Sphärolithische Bildungen erscheinen unter dem Mikroskop als ein radialstrahliges Aggregat feinster, nicht bestimmbarer Fasern. Mannigfach geformte Kristallite, die haarförmigen Trichite, die Stäbchen der Bakulite und die Kügelchen der Globulite etc. trifft man neben farnkrautähnlichen Kristallskeletten (z. B. im Pechstein der schottischen Insel *Arran*) von wunderbarer Feinheit in den verschiedensten Gläsern. Obsidian und Perlit sind im Dünnschliff meist völlig farblos; in den Pechsteinen dagegen sieht man die schwarze Durchknetung verschiedengefärbter Glasarten, welche sich fluidal um die Einsprenglinge herumschlingen, oft in großer Vollendung, Eutaxit (Fig. 34, S. 59).

In den Hohlräumen und Lithophysen trifft man oft Mineralneubildungen: Tridymit, Quarz, Opal, Topas, Flußspat, Eisenglanz, Spessartin, Fayalit etc. Ähnliche Bildungen sind wohl auch die häufig hohlen und mit Quarzkristallen ausgekleideten Kugeln der Kugelporphyre oder Pyromeride (griech. pyr, Feuer; meros, Teil, weil nur teilweise schmelzbar). Hierher gehört der porphyre Napoléon von *Korsika*.

Kontaktbrekzien sind ungemein verbreitet; oft haben jüngere Nachschübe den älteren Porphyr zertrümmert (*Dossenheim* bei Heidelberg), oder der Porphyr enthält massenhafte Bruchstücke des Nebengesteins, die meist sehr wenig verändert sind.



Fig. 35. Plattige Absonderung von Quarzporphyr. Eggental bei Bozen.

Absonderungserscheinungen sind fast überall zu verfolgen, zum Teil in unregelmäßig eckige Stücke, besonders aber in Platten (Fig. 35), selten auch in Säulen (Säulenhalle der Tramontana auf der Ponzainsel *Palmarola*) oder in parallelepipedische, oft schiefwinklige Klötze (Fig. 36), wobei man häufig die Beobachtung macht, daß die Absonde-



Fig. 36. Schiefwinklige Absonderung von Quarzporphyr. Gipfel des Wolfsteins bei Kosten, Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

rungsflächen durch die Einsprenglinge, selbst durch die Quarze mitten hindurchsetzen. Eine ganz dünnschiefrige Absonderung beobachtet man öfters bei beginnender Verwitterung, Papierporphyr.

Chemische Verhältnisse. Wie schon die mineralische Beschaffenheit der Liparite und der Quarzporphyre zeigt, sind diese Gesteine den verschiedenen Gruppen der Granite analog zusammengesetzt, nur tritt im allgemeinen der basische Gemengteil sehr viel mehr in den Hintergrund, d. h. sie haben, wie die sauern Ergußgesteine überhaupt, einen etwas dem Aplit genäherten Charakter. Mit der Abnahme der Kieselsäure nimmt auch hier der Gehalt an Natron und an zweiwertigen Elementen zu, und in den basischeren, zum Teil an Quarz armen, zum Teil an Plagioklas reichen Vorkommnissen spielt der dunkle Gemengteil eine größere Rolle; so namentlich in den Übergängen zu Trachyt und Porphyrit. In Bezug auf die chemische Zusammensetzung ist so wenig wie in Bezug auf die Struktur ein durchgreifender Unterschied zwischen Liparit und Quarzporphyr vorhanden, höchstens enthalten letztere, ihrem schlechteren Erhaltungszustand entsprechend, mehr Wasser. Auch dem Lithionitgranit entsprechende und oft geologisch mit ihm verbundene Quarzporphyre und Liparite sind bekannt, welche ebenso wie das Tiefengestein mit Zinnerzgängen in Verbindung stehen und wie dieses von den Gängen aus mannigfach verändert, kaolinisiert, turmalinisiert oder topasiert sind (*Mount Bishop* in Tasmanien). Es ist ferner bezeichnend, daß die verschiedenen Ausbildungsformen der Grundmasse nicht an bestimmte chemische Typen gebunden sind, sondern von der Zusammensetzung ziemlich unabhängig erscheinen. Doch sind gewisse Formen, wie die sphärolithische oder die mikropegmatitische Ausbildung als gesetzmäßige eutektische Mischungen von meistens ca 75 % Orthoklas auf 25 % Quarz erkannt worden. Die Einteilung der Quarzporphyre wird im allgemeinen nach der Beschaffenheit der Grundmasse durchgeführt.

Die untergeordneten Bestandteile: Phosphor- und Titansäure, seltene Erden etc., sind in den Quarzporphyren im allgemeinen in geringerer Menge vorhanden als im Granit.

Vorkommen und geologisches Alter. Unter den Ergußgesteinen bildet der Quarzporphyr die ausgedehntesten und mächtigsten Massen, welchen nur noch das basischste, der Trapp, in Bezug auf Größe einigermaßen nahekommt. Eines der großartigsten Gebiete ist jenes von *Bozen,* wo bis 1000 m mächtige Decken einen Raum von über 1000 qkm einnehmen. Ungemein gewaltig sind auch die wohlausgebildeten Liparitströme der *nordwestlichen Vereinigten Staaten,* welche noch ausgedehntere Gebiete bedecken und deren mehrere übereinandergelagert bis zu 2000 m Mächtigkeit aufweisen (*Shoshone Springs,* Arizona).

Ströme, zu gewaltigen Decken ausgedehnt, sind die gewöhnlichste Form der bedeutenderen Quarzporphyrmassen, welche häufig von ungemein mächtigen Tuffablagerungen begleitet werden, innerhalb deren im allgemeinen die Aschenbestandteile vorherrschen. Einzelne Einsprenglinge von Quarz und Feldspat sind in ihnen häufig, größere Auswürflinge, meist von felsitischer Beschaffenheit, seltener. Solche Tuffe sind öfters weitgehend zersetzt und dann schwer von ähnlich verändertem Porphyr zu unterscheiden. Andere Tuffe sind wieder reine Brekzien größerer Bruchstücke, Porphyr- resp. Liparitbrekzien.

Der Obsidian mit seinen verschiedenen Formen bildet namentlich gern eine Blocklava an der Oberfläche der Ströme; Perlit und Pechstein finden sich mehr an deren Unterseite oder in Form von Gängen. In den zu Felsit gewordenen Bildungen



Fig. 37. Fluidaler Quarzporphyr von Groß-Umstadt, Odenwald.

dieser Art sind die Sphärolithe und Lithophysen, oft auch die perlitische Absonderung recht deutlich erhalten, und die eutaxitische Struktur tritt dann gerne schon makroskopisch deutlich hervor (Fig. 37). Doch bilden Gläser der verschiedensten Beschaffenheit auch selbständige, in ihrer ganzen Masse einheitliche Decken und Ströme von nicht unbedeutender Mächtigkeit *(Yellowstone Park; Glashüttental* in Ungarn; *Meißen)*, in welchen öfters Lagen von kompaktem Glas wechseln mit Bimsstein und den verschiedensten, an Einsprenglingen armen Ausbildungsformen. Im allgemeinen zeigen die inneren Teile der Quarzporphyrströme eine höher kristallinische Entwicklung, man findet aber auch das umgekehrte Verhältnis: eine ausgedehnte Quarzporphyrdecke zwischen *Chemnitz* und *Zwickau* in Sachsen besteht im Innern aus reinem Glas, das nach oben wie nach unten in normalen Porphyr übergeht, ebenso wie hin und wieder statt des glasigen Salbands von Gängen auch ein solches von rein körniger, meist aplitischer Beschaffenheit sich einstellt (Regenstauf bei *Regensburg*).

Das Quarzporphyrmagma scheint bei der Eruption recht dünnflüssig gewesen zu sein, darauf weist die bedeutende Flächenausdehnung der Ströme hin; doch trifft man auch eigentliche Quellkuppen, z. B. in *Ungarn*. Ungemein verbreitet sind endlich Gänge, in welcher Form alle Varietäten der Quarzporphyre, vielleicht mit Ausnahme der wasserfreien Gläser, auftreten. Unter diesen sind namentlich diejenigen von Interesse, welche lokale Ausbildungsformen von Granit resp. Granitporphyr darstellen, die an den Rändern der Gänge oder in weiterer Entfernung von dem vulkanischen Zentrum zu Quarzporphyr werden (Bodegang im *Harz*). Seltener kommen ähnliche Erscheinungen auch bei eigentlichen Massiven vor; so sollen die roten Porphyre von *Lugano* die oberflächlichen Teile des dortigen roten Granits darstellen, in welche dieser auch gangförmig eindringt; stellenweise erscheint hier selbst eine glasige Fazies des Granits. Quarzporphyrausbrüche haben häufig bedeutende Schichtenstörungen im Gefolge. Von der Zerreibung des Nebengesteins in den Kontaktzonen, die zur Brekzienbildung führt, war oben schon die Rede; es finden sich aber auch, analog wie in der Umgebung der Granite, alle möglichen, oft recht intensiven Fältelungen und Stauchungen des Nebengesteins, Aufrichtung desselben etc., wie sie namentlich in dem Verhältnis der Quarzporphyre von *Elba* zu dem überlagernden Macigno hervortreten. Kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins aber ist trotz der ungemein bedeutenden Entwicklung der vulkanischen Massen stets ganz untergeordnet, selbst eingeschlossene Bruchstücke von Tonschiefer sind oft kaum verändert, und man findet höchstens am Kontakt mit Kalk eine schmale marmorisierte Zone mit Kontaktmineralien oder eine stengelige Absonderung an Kohlen, die dann bald zu zerknisterndem Anthrazit geworden, bald verkokt sind.

Was das geologische Alter der Quarzporphyre und Liparite betrifft, so finden sich solche in allen geologischen Perioden. Ihre bedeutendste Entwicklung erreichen die hierher gehörigen Gesteine in Deutschland und in den Alpen im Karbon und Perm, in Großbritannien im Silur und sonst namentlich im Tertiär, wohin die ungarischen und nordamerikanischen etc. Ergüsse gehören. In Deutschland selbst sind tertiäre Liparite nicht bekannt, und rezente Vulkane scheinen überhaupt nirgends derartige saure Laven zu liefern.

Wo, wie z. B. in Ungarn, ganze Serien von Eruptionen sich verfolgen lassen, findet man im allgemeinen, daß die Andesite die ältesten sind, denen trachytische Ergüsse folgen; diese führen dann zu liparitischen hinüber, und den Schluß bilden meist untergeordnete Basalte. Anders ist es auf Island, wo die ausgedehnten Trappdecken von massenhaften, aber meist schmalen Liparitgängen durchsetzt werden, denen wieder seltenere Basaltgänge folgen.

Dynamometamorphismus und Piëzokristallisation. Die in Form von Strömen und Decken auftretenden Quarzporphyre können die Erscheinungen der Piëzokristallisation nicht zeigen, da sie eben an der Oberfläche verfestigt sind; dagegen ist dies bei gangförmigen möglich, welche in das sich faltende Gebirge eingepreßt wurden. Spezielle Studien darüber sind nicht vorhanden, aber es ist bekannt, daß Quarzporphyrgänge in stark dislozierten Gebieten häufig schiefrigen Habitus (Porphyrschiefer, Porphyroid) annehmen und nicht selten, namentlich in den Randzonen der Gänge oder auch an besonders schmalen Stellen zu lichten, oft rein weißen, silberglänzenden Serizitschiefern geworden sind, die makroskopisch auf der Schichtfläche öfters kleine Knötchen erkennen lassen. Unter dem Mikroskop kann man alle möglichen Übergänge aus dem normalen mikrogranitischen oder felsitischen Quarzporphyr durch die sog. Serizitporphyroide und Flaserporphyre bis zum reinen Serizitaggregat verfolgen. Aber auch in den feinschiefrigen Varietäten sind die Quarzeinsprenglinge, welche die makroskopisch erkennbaren Knoten bilden, in ihrer charakteristischen Form manchmal noch völlig und sogar ohne eine Spur von Kataklase vorhanden, seltener auch die Feldspate, welche meist unter Erhaltung ihrer Form serizitisiert sind. Solche Erscheinungen beob-

achtet man besonders schön in den Porphyroiden der *Ardennen*, welche normalerweise großporphyrische graue Quarzporphyre mit prächtig blauen Quarzeinsprenglingen sind und allmählich in fast weiße, Augengneisen nicht unähnliche Bildungen mit viel Serizit und schließlich in eigentliche Serizitschiefer übergehen. Ähnliches zeigen die Serizitgesteine des *Taunus* (Taunusschiefer zum Teil).

Diese Vorkommnisse, welche sich im stark gefalteten Gebirge finden, und für die auch in den Alpen *(Windgälle)* einige Beispiele vorhanden sind, werden allgemein als typische dynamometamorphe Gesteine aufgefaßt; doch scheint eine bis zu papierdünner Schieferung gehende gleichmäßige Zermalmung eines ursprünglich normalen Quarzporphyrs schon darum nicht recht wahrscheinlich, weil hier eben die so empfindlichen Quarze häufig gar keine Störung erkennen lassen und die bei mechanischen Umwandlungen so charakteristische schalige Beschaffenheit des ganzen Gesteins völlig vermißt wird. Es mag sich hier viel eher um eigentliche Piëzokristallisation handeln, die aber, wie schon bemerkt, nur an Gängen, nicht an oberflächlichen Ergüssen möglich ist.

Andernteils aber kennt man speziell in den Alpen ungemein gewaltige Massen ähnlicher Gesteine, welche stellenweise in mehrere Kilometer breiten Streifen die granitischen Massive begleiten, und die nur als mächtige Massenergüsse angesehen werden können, welche zum Teil nebst ihren Tuffen lagerartig in den gleichfalls in kristallinische Schiefer umgewandelten Sedimenten eingebettet sind (Rofnagneis, *Graubünden;* Besimaudit, *ligurische Alpen;* Apenninit). Aber ein eingehendes Studium dieser stets etwas parallelstruierten, manchmal recht serizitreichen Schiefer, welche lokal, aber durchaus nicht immer, am Rande in eigentliche Serizitschiefer übergehen, lehrt eine Reihe von abweichenden Erscheinungen gegenüber der ersten Gruppe erkennen. Zunächst sind diese mächtigen Massen durchgehends schiefrig, aber kaum jemals in der gleichmäßigen Weise wie im ersten Fall. Das Maß der Schieferung wechselt ohne jede Regel, fast vollkommen erhaltene, meist wenig mächtige, von einzelnen polierten Rutschflächen durchzogene Partien wechseln mit echten Verruschelungszonen, in welchen das Gestein zu einem scheinbar gleichmäßigen, lichten, serizitischen, manchmal auch chloritischen Schiefer geworden ist, in dem man nur bei sorgfältiger Beobachtung noch die charakteristischen,

linsenförmig abgerutschten Flatschen des kompakten Gesteins beobachtet, wie sie für solche mechanisch veränderte Gesteine bezeichnend sind. In der dadurch hervorgebrachten schaligen Beschaffenheit wie in der Unregelmäßigkeit, mit welcher normale und stark serizitische Formen verteilt sind, unterscheidet sich diese letztere Gruppe von Serizitgneis und Serizitschiefer von der ersten.

Hier handelt es sich um Gesteine, welche durch die gebirgsbildenden Prozesse aus ursprünglich normalen Quarzporphyren zu schaligen Massen zerdrückt wurden, in deren zerklüftetes und verrutschtes Gefüge Lösungen den Zutritt fanden, welche die serizitische Umwandlung des Gesteins bewirkten, um so intensiver, je weitergehend die Zertrümmerung war. Daß diese Lösungen von der Intrusion des Zentralgranits ausgingen, dürfte nach der ganzen Verteilung solcher Gesteine nicht zweifelhaft sein, und es handelt sich somit höchst wahrscheinlich um ältere, nach Analogie in nicht veränderten Gebieten um permokarbonische Massenergüsse, welche später durch den Gebirgsdruck zermalmt und durch die Einwirkung des Zentralgranits piëzokontaktmetamorph umgewandelt wurden. Irgend eine chemisch-physikalische Wirkung des Druckes an sich dürfte auch hier nicht vorliegen. Bei der Ähnlichkeit in der Zusammensetzung der Quarzporphyre mit ihren Tuffen ist in solchen stark veränderten Gesteinen die gegenseitige Abtrennung kaum möglich. Sicher sind aber einzelne porphyroidische Gesteine aus Tuffen hervorgegangen, Tuff- oder Klastoporphyroide.



Fig. 38. Kaulquappenporphyr. Thale in Thüringen. Die Quarzeinsprenglinge sind insgesamt parallel gestreckt. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Schließlich mag noch erwähnt werden, daß man dem Druck auch die Formveränderung der Quarzeinsprenglinge zuschrieb, welche lokal langgestreckt und mit schwanzähnlichem Fortsatz versehen sind, Kaulquappenporphyr (Fig. 38), im Innern aber durchaus einheitliche Kristalle darstellen. Von physikalischem Standpunkt ist eine solche Deformation eines spröden Kristalls undenkbar. Etwas anderes ist es, wenn Aggregate deformiert werden, wie man auch in einigen Quarzporphyren die Sphärolithe etc. ausgewalzt und zu flachen Lagen zerdrückt findet.

Verwitterung und Zersetzung. So leicht und vollkommen die sekundäre Entglasung ursprünglich glashaltiger Gesteine vor sich geht, so widerstandsfähig erweisen sich die primär oder sekundär kristallinischen Grundmassen gegenüber den Atmosphärilien, und Quarzporphyre, welche nicht von Ver-

ruschelungen durchsetzt sind, erscheinen um vieles widerstandsfähiger als die entsprechenden Granite. Sie lösen sich in einen aus eckigen Stücken bestehenden Schotter auf, oder sie führen zur Bildung von Felsenmeeren, welche aus scharfkantigen Blöcken bestehen. So ergibt sich ein rauher, steiniger Boden und selbst in den Mittelgebirgen schroffe, über die umgebenden Gebiete hervorragende Felsformen (Felsen bei *Baden-Baden*). In den *Alpen*, z. B. bei *Bozen*, ist ihre vertikalstehende plattige Absonderung die Ursache besonders schroffer Abhänge und tief eingeschnittener Schluchten (*Eggental*). Die Wegführung von Kalk, ferner von Natron sowie die Oxydation des geringen Eisengehaltes sind auch hier die charakteristischen Erscheinungen der Verwitterung.

Die Kaolinbildung ist im Quarzporphyr ebenso lokalisiert und ebenso verbreitet wie im Granit; in *Deutschland* speziell sind die wichtigeren Kaolinlagerstätten aus Quarzporphyr hervorgegangen, der bald in schlauchartigen, in beliebige Tiefe hinabsetzenden Nestern eine gleichmäßige Umwandlung erlitten hat (*Halle a. S.*), bald der plattigen Absonderung folgend, scheinbar schichtenweise kaolinisiert wurde (*Meißen*). Stellenweise wurden auch nur die Plagioklaseinsprenglinge von diesem Zersetzungsprozeß ergriffen, während der Orthoklas frisch blieb. Hornsteingänge, manchmal auch mit Drusen von Quarz, ferner mit Nestern von Flußspat, Turmalin und Eisenglanz sind hier an Stelle der Quarzgänge getreten und finden sich in zersetzten wie in nicht zersetzten Quarzporphyren. Auch findet man namentlich in jüngeren Gesteinen Chalcedon oder Opal (Edelopal von *Mexiko*), welche öfter auch den Porphyr und namentlich dessen Tuffe so reichlich imprägnieren, daß der Kieselsäuregehalt über 90 % steigt, während die Gesteine löcherig und zerfressen sind (*Ungarn*) oder ein quarzitähnliches Aussehen annehmen (*Schwarzwald*). In den Lipariten ist unter ähnlichen Verhältnissen der Tridymit häufig.

Auch die Ablagerungen von Alaunstein oder Alunitfels sind zum Teil aus Quarzporphyr resp. dessen Tuffen, und zwar durch die Wirkung von Solfataren hervorgegangen (*Beregszász* in Ungarn), öfter unter gleichzeitiger Ausscheidung von Schwefel. Man erkennt in denselben manchmal die ursprüngliche Gesteinsstruktur noch deutlich, oder das ganze Gestein ist in ein kavernöses Aggregat von Alunit umgewandelt, in dessen Hohlräumen dieses Mineral in ausgebildeten Kristallen vorkommt. Auch Bildung von Chlorit und Epidot im Quarzporphyr, ja selbst Übergänge in eigentliche Epidotfelse wurden beobachtet.

Am vollkommensten bleiben bei der Verwitterung wie bei der Zersetzung die Einsprenglinge von Quarz erhalten, welche man selbst bei weitgehender Umwandlung in ihrer ursprünglichen Form auffindet (*Cetatye* bei Vöröspatak).

Syenit.

Makroskopische Beschaffenheit. Syenite heißen die körnigen Orthoklasgesteine, in welchen Quarz fehlt oder nur akzessorisch vorhanden ist; früher gehörten dazu auch die quarzärmeren Amphibolgranite (*Syene* in Ägypten, Fig. 39, S. 68).

Von den eigentlichen Syeniten werden die plagioklasreichen Monzonite (*Monzoni* in Südtirol) getrennt, die durch den Übergang der Quarzmonzonite

mit dem Tonalit in Verbindung stehen. Es ist eine Reihe äußerst wechselnder Gesteine, welche in schlierigem Verband miteinander auftreten, und die von eigentlich syenitischen Gesteinen von lichtgrauer, selten rötlicher Farbe mit Orthoklas und Plagioklas in etwa gleicher Menge als weitaus herrschenden Bestandteilen, Monzonisyenit, bis zu völlig schwarzen Gesteinen führen, in denen Feldspat manchmal kaum mehr vorhanden ist, Monzonihypersthenit. In den typischen Vorkommnissen am *Monzoni* treten in weitester Verbreitung neben dem wichtigsten basischen Gemengteil, dem Augit, Augitsyenit zum Teil, größere zusammenhängende, aber von den übrigen Gesteinsgemengteilen ganz durchlöcherte Biotitblättchen auf, die übrigens analog zusammengesetzten Gesteinen von andern Fundorten manchmal fehlen.

Andernteils wurde der Name Syenit auch angewandt für Gesteine, deren Feldspat ein Anorthoklas oder Perthit, lokal auch Albit ist, und die durch ihren Gehalt an Natronpyroxen, Augitsyenit zum Teil, wie durch ihre geologi-



Fig. 39. Einfahrt zum Hafen von Assuan (Syene) in Ägypten mit den Felsformen des „Syenits".
(Phot. Dr E. v. Stromer.)

schen Beziehungen zum Nephelinsyenit sich als Glieder der Natrongesteine zu erkennen geben, bei denen sie ihren naturgemäßen Platz finden.

Die eigentlichen Syenite sind im allgemeinen mittelkörnige, recht gleichmäßige Gesteine, welche in wenig mächtigen Gängen auch feinkörnig bis dicht werden, Syenitaphanit, und dann wegen der oft vorhandenen weitgehenden Umwandlung schwer erkennbar sind. Das basische Mineral, in der Hauptsache Hornblende, Hornblendesyenit, ist meist in größerer Menge vorhanden als im Granit und in dem vorherrschenden Feldspataggregat, daß die Farbe des Gesteins bestimmt, richtungslos verteilt; doch erscheinen, wenn auch seltener wie beim Granit, alle Stadien einer parallelen Anordnung, Syenitgneis oder Horn-

blendegneis. Glimmersyenite sind weniger verbreitet und nehmen gern einen dunkeln, lamprophyrischen Habitus an *(Schwarzwald)*; Pyroxen- resp. Augitsyenite sind auch als Fazies der normalen Syenite bekannt (*Gröba* in Sachsen). Die Farbe der normalen Syenite ist im allgemeinen licht und auch bei nicht unbeträchtlicher Menge von Plagioklas durch jene des Orthoklases bestimmt: rot bis violett (*Plauenscher Grund* bei Dresden), gelblich oder weiß (*Biella* in Piemont).

Der stets vorhandene, oft nicht unbedeutende Gehalt an Titanit tritt in dunkeln, glänzenden, briefcouvertähnlichen Kristallen oft schon makroskopisch hervor; außerdem trifft man manchmal vereinzelte Körner von pechschwarzem oder durch Ausscheidung von Eisenoxyd rötlichem Orthit, roten Granat etc.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Die mineralische Zusammensetzung der normalen Syenite schließt sich ebenso wie ihre Struktur auf das engste an den Granit an, von dem sie häufig nur eine Fazies darstellen, verbunden durch die Zwischenglieder der Syenitgranite und Quarzsyenite. Der Feldspat zeigt alle Erscheinungen wie im Granit, doch bildet er nur selten größere Einsprenglinge in der mittelkörnigen Grundmasse, Porphyrsyenit, auch eigentliche Syenitporphyre mit makroskopisch dichter Grundmasse sind wenig verbreitet und häufig stark umgewandelt. Die Zugehörigkeit solcher graugrüner oder rötlichbrauner Gesteine mit ihren matten, weißen resp. roten Feldspateinsprenglingen zum Syenit ist schwer erkennbar.

Orthoklas, oft perthitisch durchwachsen, und meist saure Plagioklase haben etwa dieselbe Verbreitung wie im Granit, dagegen fehlt Mikroklin gewöhnlich. Quarz als spärliche Ausfüllung, auch in pegmatitischer und namentlich in wurmförmiger Verwachsung mit Feldspat, ist fast stets in geringer Menge vorhanden. Die Hornblende, makroskopisch schwarz, erscheint unter dem Mikroskop kräftig grün, seltener braungrün, und bildet gedrungene, meist nur in der Prismenzone kristallographisch begrenzte Individuen; sie ist öfter in Epidot, Epidot- oder Pistazitsyenit, oder in Chlorit umgewandelt unter gleichzeitiger Abscheidung von Quarz, Kalkspat und Eisenerzen. Der Biotit, häufig gut kristallisiert, verhält sich wie im Granit, dagegen fehlt Muskowit völlig. Pyroxene, und zwar rhombische und monokline, beide makroskopisch fast schwarz, im Dünnschliff sehr

licht gefärbt, trifft man namentlich in den plagioklasreicheren Vorkommnissen. Von Nebengemengteilen spielen oxydische Erze eine etwas größere Rolle; brauner Titanit ist allenthalben, oft in recht großen Kristallen, vorhanden. Zirkon, Xenotim und Apatit kommen in ähnlicher Ausdehnung wie im Granit vor. Granat findet man hin und wieder in größeren gerundeten Individuen von schmutzig roter Farbe, dagegen scheinen Turmalin, Topas und Flußspat zu fehlen.

Die Struktur ist die granitische; eine öfter zu beobachtende parallele Anordnung der tafligen Feldspate bringt im Querbruch eine gewisse Ähnlichkeit mit trachytischer Struktur hervor. Schiefrige Beschaffenheit findet sich namentlich am Glimmersyenit, selten ist eigentliche Lagenstruktur: Syenitgneise sind im ganzen seltene Gesteine. Absonderung und Klüftung sind dieselben wie beim Granit, und das gleiche gilt von Einschlüssen und Ausscheidungen, unter welch letzteren der bankartige Wechsel oxydischer Eisenerze mit Syenit am *schwarzen Krux* in Thüringen zu erwähnen ist.

Etwas abweichende Erscheinungen trifft man beim Monzonit. Auf den starken Wechsel in den Proportionen der Bestandteile wurde schon hingewiesen. Feldspatreiche, echte Syenite wechseln mit solchen vom Habitus eigentlicher Gabbrogesteine, wobei noch die Mengenverhältnisse der beiden Feldspate große Unterschiede aufweisen. Erstere können in ihrer Zusammensetzung sehr dioritähnlich sein, letztere enthalten manchmal noch vorherrschend Orthoklas, und schließlich gehen Gesteine hervor, in welchen Feldspat überhaupt nur einen untergeordneten Gemengteil bildet, sehr feldspatarme Pyroxenite, in welchen auch der Olivin lokal zu ziemlicher Bedeutung kommt; diese sind meist recht grobkörnig und von besonders großen Glimmertafeln durchsetzt.

Die normalen Monzonite des *Monzonigebirges* sind Augitsyenite, meist vollständig quarzfrei und häufig mit serpentinisierten Resten von Olivin, Olivinmonzonit. Der Pyroxen ist hier öfter ein deutlich pleochroitischer Fassait und bildet kurzprismatische, manchmal von Hornblende durchwachsene Kristalle; seltener ist Diallag oder rhombischer Pyroxen. Neben denselben ist wohl stets Biotit in größeren Individuen vorhanden, welche von Einschlüssen der übrigen Gesteinskomponenten geradezu durchlöchert sind und makroskopisch besonders charakteristisch hervortreten. Orthoklas und Plagioklas wechseln in ihren Mengenverhältnissen sehr, aber ihre gegenseitigen Beziehungen sind ungemein konstant. Die leistenförmigen Durchschnitte der Plagioklase liegen rings umschlossen in größeren einheitlichen Orthoklaskörnern, welche die letzte Ausfüllungsmasse bilden (Fig. 40). Mit dem Zurücktreten des Orthoklases erst wird die Struktur gabbroähnlich, selten auch ophitisch. Der Plagioklas ist häufig kalkreicher als im normalen Syenit, und zwar Andesin und namentlich Labrador. Magneteisen und Titaneisen sind oft in nicht unbedeutender Menge vorhanden, ebenso Titanit und Apatit,

während Zirkon spärlich ist und Magnetkies nur in einzelnen Varietäten hinzukommt.

Die schlierige Ausbildung des ganzen Gesteinskomplexes wiederholt sich in andern Gebieten, so in den *Bearpaw Mountains* in Montana oder in der *Oberpfalz,* wo die meist etwas quarzhaltigen Gesteine, Quarzmonzonite, in scharf abgegrenzte, dunkle und lichte Schlieren zerlegt sind, welche sich gegenseitig durchadern, eine Erscheinung, die übrigens in großem Maßstabe auch am *Monzoni* zu beobachten ist. Von den Quarzmonzoniten führen die meist sehr orthoklasarmen Banatite *Südungarns* zu den Quarzdioriten hinüber; diese haben überhaupt schon echt dioritischen Charakter.



Fig. 40. Monzonitstruktur, Monzonit. Monzonital, Südtirol.

Die ungemein große Spaltungsfähigkeit des monzonitischen Magmas äußert sich in den Kontaktzonen in besonders hohem Maße. Verhältnismäßig selten ist eine aplitische Grenzfazies: man trifft lichte Gesteine von geringer Korngröße, vorherrschend aus den beiden Feldspaten bestehend, öfter mit besonders bedeutendem Gehalt an Titanit und Magnetkies. Gewöhnlich ist der Rand lamprophyrisch; sehr feldspatarme Pyroxenite von ziemlich grobem Korn, oft mit sehr großen Biotittafeln und nicht untergeordnetem Gehalt an Olivin, reich an Erz und an Apatit, bilden in unregelmäßiger Breitenentwicklung das Salband des Monzonits. All dies steht im Gegensatz zum normalen Syenit, wenn auch bei diesem öfter ein Wechsel in den Mengenverhältnissen der Mineralien sich einstellt und lokal Flecken von lichterer oder dunklerer Beschaffenheit hervortreten.

Die an sich große Mannigfaltigkeit der Monzonite wird durch gelegentliche Aufnahme fremder Bestandteile, wie sie namentlich in den prächtigen Kontaktzonen des *Monzoni* selbst verbreitet sind, noch umfangreicher. Hier treten Spinell, Granat, Klinozoisit, Wollastonit etc. öfter in nicht geringer Menge im Eruptivgestein selbst auf.

Im allgemeinen neigen die als Randfazies granitischer Massive auftretenden Glimmersyenite besonders zu lamprophyrischer Ausbildung, wie z. B. die Durbachite des Schwarzwaldes; es sind dunkle, an Biotit sehr reiche Gesteine, öfter deutlich porphyrisch durch fleischrote Orthoklase und manchmal mit recht ausgesprochener Schieferstruktur.

Chemische Verhältnisse. Normale Syenite unterscheiden sich vom Granit nicht nur durch den geringeren Gehalt an Kieselsäure, sondern gleichzeitig verschieben sich auch die Verhältnisse der übrigen Bestandteile. Namentlich die zweiwertigen Metalle nehmen zu, während die Alkalien unter Erhaltung der Vorherr-

schaft von Kali sich vermindern. Eisenoxydul, Kalk und Magnesia mit je ca. 4% sind bei einem Gesamtalkaligehalt von 6—8% charakteristisch für Syenite, deren Kieselsäure um 60% variiert; nur in den lokalen Faziesbildungen, welche sich an den Granit anschließen, geht der Gehalt der Kieselsäure auf 63—65% hinauf, und wiederum in lokalen Vorkommnissen sinkt er bis unter 55% herab, während die Tonerde in normalen Syeniten 15—17% beträgt. Dementsprechend beteiligen sich Plagioklase durchschnittlich mehr an der Zusammensetzung der Syenite als an jener normaler Granite, und das basische Mineral, in welchem die zweiwertigen Metalle in erster Linie zum Ausdruck kommen, besitzt hier eine größere Bedeutung.

Dem verhältnismäßig einfachen Typus der normalen Syenite steht der wechselnde der Monzonite gegenüber, welche sich in erster Linie durch das starke Hervortreten des Kalkgehalts auszeichnen, der in den licht gefärbten Varietäten nicht unter 8—9% herabgeht, in den feldspatarmen selbst die doppelte Höhe erreicht. Gleichzeitig mit dieser Zunahme des Kalkes wachsen dann auch die übrigen zweiwertigen Metalle sowie das Eisenoxyd bedeutend, während Alkalien, Tonerde und Kieselsäure, welche im normalen Monzonit syenitähnliche Proportionen aufweisen, eine starke Abnahme erkennen lassen.

Vorkommen und geologisches Alter. Gegenüber der geologischen Bedeutung des Granits tritt jene des Syenits in den Hintergrund. Er bildet lokal selbständige Stöcke: jener von *Biella* in Piemont mißt 6 × 9 km; bedeutender sind die Vorkommnisse des *Vitoša-gebirges* in Bulgarien, dessen gewaltiger Stock vorherrschend Syenit ist. Als lokale Fazies von Granit ist der Syenit verbreiteter; so gehen die Granite der Umgegend von *Meißen* allmählich in die Syenite des *Plauenschen Grundes* über, und denselben Übergang beobachtet man an zahlreichen andern Orten, z. B. in Verbindung mit dem Zentralgranit der *Alpen.* Gangförmige Vorkommnisse von Syenit sind nicht sehr verbreitet, aber öfters auf weitere Entfernung zu verfolgen. Sie besitzen meist ein ziemlich feines Korn und gehen in völlig dichte Gesteine über, welche oft recht stark zersetzt sind. Einschlüsse des Nebengesteins sind hier häufig. Die meisten gangförmigen Vorkommnisse von Glimmersyenit aber, welche in der Literatur erwähnt werden, gehören zu den echten Lamprophyren, speziell den Minetten.

Über das geologische Alter der Syenite gilt das beim Granit Gesagte: Syenite von postkretazeischem Alter sind z. B. aus den

Pyrenäen und dem *ungarischen Erzgebirge* bekannt. Auch das Verhalten gegenüber der Einwirkung der Atmosphärilien, welche manchmal recht groteske Felsformen aus dem Syenit herausmodellieren (*Plauenscher Grund* bei Dresden, *Vitošagebirge*), ist dasselbe wie beim Granit. Kaolinbildung zeigen die Syenite von *Hodritsch* bei Schemnitz in der Nachbarschaft der Silbererzgänge, und auch sonstige Zersetzungserscheinungen finden sich an verschiedenen Syeniten.

Während zahlreiche Vorkommnisse von Syenit nichts weiter sind als eine Fazies von Granit, in welcher der Quarz verloren gegangen ist, haben die Monzonite eine selbständige Stellung. Wenn auch in *Montana* granitische Gesteine den Kern der Masse bilden, welche nach außen in immer basischere Bildungen verläuft, wenn auch die lichten Schlieren der Gesteine der *Oberpfalz* häufig echt granitische Zusammensetzung aufweisen, so trifft man hier doch nicht dieselbe allgemein verbreitete Reihe von Übergängen. Bemerkenswert ist ferner, daß die betreffenden granitischen Gesteine sich durch besonders hohen Alkaligehalt auszeichnen, und daß in verschiedenen Vorkommnissen die Monzonite begleitet werden von untergeordneten Massen nephelinführender Gesteine, in welchen gewisse Beziehungen zu den Natrongesteinen nicht zu verkennen sind, von denen sie sich aber durch den stark hervortretenden Kalkgehalt sowie durch den dadurch bedingten basischen Plagioklas und den mangelnden Natrongehalt des basischen Gemengteils unterscheiden.

Was das geologische Alter der Monzonite betrifft, so haben jene des *Monzoni* triassische Schichten durchbrochen und in großartigem Maßstab kontaktmetamorph verändert; jene *Montanas* sind ebenso wie die Banatite *Südungarns* noch durch viel jüngere Schichten hindurchgedrungen, nämlich durch Kreide, welche ebenfalls in schönster Weise metamorphosiert erscheint. Die Kontaktgesteine der Monzonite zeigen zwar den normalen Charakter des Tiefengesteinskontaktes, sind aber durch besondere Mannigfaltigkeit ausgezeichnet.

Trachyt und Orthoklasporphyr.

Makroskopische Beschaffenheit. Trachyt und Orthoklasporphyr unterscheiden sich äußerlich in sehr bedeutendem Maße. Die Trachyte (griech. trachys, rauh) sind in ihren normalen Vorkommnissen (*Drachenfels* im Siebengebirge) lichte, graue, gelbe oder rötliche Gesteine mit deutlicher Porphyrstruktur und meist sehr rauhem Bruch, welcher auf einer feinblasigen Ausbildung der dichten Grundmasse beruht. Um die größeren Einsprenglinge finden sich besonders häufig rauhe Hohlräume, die auf die Schrumpfung des Gesteins bei der Abkühlung zurückzuführen sind; andere sind sekundär, wohl durch Fumarolen kavernös aus-

genagt (*Perlenhardt* im Siebengebirge). Auf beiden Arten von Hohlräumen trifft man nicht allzu selten Mineralneubildungen, namentlich solche von Tridymit. Die größten Einsprenglinge gehören meist dem Sanidin an; jene des Plagioklases sind gewöhnlich viel kleiner, desgleichen die meist sehr vereinzelten Individuen von Biotit, Hornblende, Hypersthen oder Augit, nach denen man Biotit- oder Glimmertrachyte, Hornblende-, Hypersthen- und Augittrachyte unterscheidet.

Das Mengenverhältnis von Einsprenglingen zur Grundmasse ist sehr wechselnd. Die Einsprenglinge herrschen in dem grobkörnigen „Amiatit" des *Monte Amiata* in Toskana; arm an solchen ist der eigenartige Piperno von *Pianura* bei Neapel, dessen lichtgraue, sehr poröse Hauptmasse in schlieriger Verteilung dunkelgraue, viel kompaktere „Flammen" enthält. Feinporös und geradezu bimssteinähnlich ist der lockere, zerreibliche, fast weiße Domit des *Puy de Dôme.*

Ganz anders ist die Erscheinungsform der Orthoklasporphyre (Orthophyre, quarzfreien Porphyre): matte, gelbliche oder rötliche Einsprenglinge von Orthoklas treten an die Stelle des glänzenden Sanidins, das dunkle Mineral ist meist völlig zersetzt und unkenntlich geworden, und die viel kompaktere Grundmasse, welche häufig trübe, graugrüne oder rostbraune Farben aufweist, hat einen matten, öfters tonigen Bruch. Die chemische Analyse aber läßt die Zusammengehörigkeit der beiden Gesteinstypen deutlich hervortreten; die wenig kompakte Beschaffenheit, welche der Trachyt in frischem Zustand hat, ist die Ursache der häufig weitgehenden Umwandlung der Orthoklasporphyre, die den äußeren Gesteinshabitus so sehr verändert. Eine Folge dieser Porosität ist auch das besonders niedere spezifische Gewicht der Trachyte, welches um 2,5 variiert; schwerer sind infolge der Zersetzung die Orthoklasporphyre mit einem spezifischen Gewicht von 2,6 bis 2,7.

Auch an die Trachyte und Orthoklasporphyre schließt sich eine Serie von Gesteinen an, welche zu den Plagioklasgesteinen einesteils, zu den Natrongesteinen andernteils hinüberführen. Bei ersteren tritt mehr und mehr der Charakter der Andesite hervor; es sind dunklere, kompaktere Gesteine: Amiatatrachyt, Toskanit, andesitischer Trachyt. Letztere enthalten einen natronhaltigen Pyroxen meist in sehr geringer Menge, sind dementsprechend licht, meist grau gefärbt, dabei aber kompakter als die eigentlichen Trachyte, oft ganz phonolithähnlich, Ponzatrachyt, phonolithischer Trachyt.

Sie führen akzessorisch andere Bestandteile der Phonolithe; hierher gehören Akmit-, Ägirin-, Riebeckit-, Sodalith-, Leuzittrachyt.

Eine gewisse Verwandtschaft mit dem phonolithischen Trachyt zeigen die stets stark umgewandelten, daher matten und trüben Keratophyre *(Harz, Fichtelgebirge)*, welche ebenso wie die Quarzkeratophyre stets in Gesellschaft mit Gesteinen der granitisch-dioritischen Reihe auftreten, während dagegen die phonolithischen Trachyte vielmehr an die Phonolithe gebunden erscheinen.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Die mineralische Zusammensetzung der eigentlichen Trachyte und Orthoklasporphyre ist sehr einfach. Sanidin resp. Orthoklas in tafligen Karlsbader Zwillingen oder mehr isometrischen einfachen Kristallen sowie ein meist nicht kalkreicher Plagioklas bilden die Einsprenglinge neben Biotit oder brauner Hornblende, letztere gewöhnlich stark magmatisch korrodiert oder in den unfrischen Vorkommnissen in Chlorit oder Karbonate mit Quarz und Rost umgewandelt. Im Dünnschliff lichtgrüner Augit als Einsprengling ist in normalen Trachyten seltener.

Die Grundmasse ist zum Teil rein kristallinisch und besteht vorherrschend aus Orthoklas, der bald, und zwar namentlich in den phonolithoiden Typen, in leistenförmigen Durchschnitten mit fluidaler Anordnung den Typus der trachytischen Struktur hervorbringt (Fig. 41) oder auch eigentümlich gezähnelte Leisten zeigt, wie in den Bostoniten, bald mehr isometrische Durchschnitte gibt, die regellos angeordnet sind, orthophyrische Struktur. Neben dem Feldspat ist in der Grundmasse lichtgrüner Augit in kleinen, vereinzelten Körnchen stets vorhanden. In den phonolithischen Trachyten treten an deren Stelle natronhaltige Pyroxene, und im Keratophyr beobachtet man meist nur noch Erzanhäufungen als Reste eines ursprünglichen Bisilikats. Akzessorisch sind: feinverteiltes Magneteisen, Apatit, oft in größeren, noch im Dünnschliff deutlich gefärbten und pleochroitischen Kristallen, Titanit in meist recht licht gefärbten Individuen, seltener Zirkon. Auch Granat und Kordierit finden sich, meist schon makroskopisch erkennbar, in einigen Trachyten. Eigenartig ist die mikroskopisch poröse Beschaffenheit der Grundmasse, auch in solchen Gesteinen, welche kaum erkennbare Glasbasis führen. Die Feldspatindividuen enthalten häufig kleine Gasbläschen und lassen zwischen sich winzige, von Kristallenden ausgekleidete Interstitien. Tritt endlich zwischen dieselben eine glasige Basis, so zeigt auch diese gerne feinblasige Ausbildung, wenn sie nicht zu größeren Flecken sich konzentriert, welche im Arsotrachyt *(Ischia)* schon makroskopisch als perlitische Kügelchen hervortreten. Eigentlich glasige Ausbildungsformen, Trachytobsidian resp. -pechstein, Hyalotrachyt, trachytischer Vitrophyr, sind weniger verbreitet als bei den Lipariten. Es



Fig. 41. Trachytische Struktur. Trachyt, Phlegräische Felder bei Neapel. (Nach Prof. Dr F. Berwerth.)

fehlen ferner mikrofelsitische Grundmassen, auch sphärolitische sind selten. Man trifft letztere z. B. in den „Flammen“ des Piperno.

Diese Erscheinungen der mikroskopischen Struktur der Grundmasse sind bei den Orthoklasporphyren meist stark verwischt. In Bezug auf die Ausbildung der häufig getrübten Feldspate kann man auch hier einen trachytischen und einen orthophyrischen Typus unterscheiden. Die glasige Zwischenmasse aber ist stets entglast, und oft bildet sekundärer Quarz ein feinstes, auf weitere Entfernung einheitlich auslöschendes Netzwerk. Chloritische Substanz imprägniert die Gesteine, welche dann makroskopisch grünlichgrau erscheinen und nicht selten auch Schwefelkies enthalten, oder neben dem primären, oft skelettartigen Magneteisen ist sekundärer Eisenglanz vorhanden. Solche Gesteine sind braun oder braunrot.

Die Bedeutung des Tridymits für den Bestand der Trachyte wird stark überschätzt; er gehört überhaupt nicht zu den eigentlichen Gesteinsgemengteilen, sondern dürfte in der Hauptsache sekundär durch Fumarolen zugeführt sein. Dem entspricht sein Auftreten zum Teil in aufgewachsenen Kristallen auf Hohlräumen, zum Teil in kleinen Nestern, welche durch Ausfüllung solcher entstanden sind. Er wird öfter von Quarz begleitet.

Überhaupt trifft man auf den Hohlräumen der Trachyte und besonders der phonolithischen Trachyte mannigfaltige Neubildungen, welche gewöhnlich alle Anzeichen einer überhasteten Kristallisation an sich tragen; so in dem natronreichen Trachyt vom *Monte Olibano* bei Puzzuoli, wo Sanidin, Augit und Hornblende, Fayalit, Sodalith, Melilith und Apatit in einem wirren, feinen Filz von Lievrit (Breislackit) eingebettet vorkommen.

In den andesitischen Trachyten nimmt der Gehalt an Plagioklas zu, der dann gewöhnlich kalkreicher, selbst Labrador ist. Es wächst die Menge des dunkeln Minerals, im allgemeinen eines Pyroxens, sowie des Magnetits. Die poröse Beschaffenheit der Grundmasse verliert sich, und ihre Struktur neigt zu jener der Andesite, mit denen sie auch geologisch in inniger Verbindung stehen *(Mittelitalien, Montdore)*. Öfter trifft man in diesen Gesteinen akzessorisch den Olivin (*Arso* auf Ischia).

Auch die phonolithischen Trachyte sind vorherrschend Augittrachyte, der Pyroxen ist aber hier meist natronhaltig, oft eigentlicher Ägirin oder Akmit und ebenso wie der Plagioklas meist sehr untergeordnet. Die schönsten Typen trachytischer Struktur finden sich gerade unter diesen Gesteinen, welche in Verbindung mit Phonolith und in diesen übergehend namentlich in *Mittelitalien* und im *Plateau central* eine weite Verbreitung haben. In *East Lothian* zeigen ähnlich zusammengesetzte Gesteine den Habitus der Orthoklasporphyre. Sodalith, Nephelin oder Leuzit sind hier als akzessorische Mineralien weit verbreitet.

Charakteristische Absonderung ist bei Trachyten nicht sehr verbreitet, so die säulige an der *Hohenburg* bei Berkum, dem Siebengebirge gegenüber. Einschlüsse mannigfacher Art trifft man in den Trachyten; dieselben sind zum Teil, wie die körnigen, miarolitischen Sanidinite, die namentlich in phonolithischen Trachyten resp. als Auswürflinge in deren Tuffen vorkommen *(Laacher See)*, Urausscheidungen aus dem Magma selbst, die sich in der Tiefe gebildet haben, und auf deren Drusenräumen mannigfaltige Mineralien, oft in prächtigen Kristallen, sitzen. Anderenteils sind es Bruchstücke des Nebengesteins,

welche zum Teil aus bedeutenden Tiefen stammen und dann normale Kontaktmetamorphose erlitten haben, wie die Kordierithornfelse im Trachyt des *Capucin* bei Montdore, oder erst in höheren Niveaus losgerissen wurden und dann hauptsächlich gefrittet sind.

Chemische Verhältnisse. In Bezug auf die chemische Zusammensetzung gilt das bei den Syeniten Gesagte, nur daß die Trachyte und Orthoklasporphyre ebenso wie die Liparite meist einen mehr aplitischen Charakter besitzen als die entsprechenden Tiefengesteine. Lokal finden sich ganz untergeordnet und besonders in Gängen (*Vallée d'Enfer* im Montdore) Gesteine, welche als lamprophyrische Trachyte anzusprechen sind; in diesen tritt der Glimmer in zwei Generationen auf. Siehe Spaltungsgesteine.

Vorkommen und geologisches Alter. Im allgemeinen haben die postmesozoischen Gesteine den Habitus der Trachyte, die prätertiären jenen der



Fig. 42. Trachytkuppe des Puy de Dôme, Auvergne.

Orthoklasporphyre; doch gibt es auch unter letzteren solche, die mit dem frischen Trachyt in jeder Beziehung übereinstimmen (Umgebung von *Krakau*). Die Verbreitung der hierher gehörigen Gesteine ist keine allzu bedeutende, doch kennt man sie aus den verschiedensten geologischen Perioden, und auch unter den noch tätigen Vulkanen liefern einige trachytische Laven.

Trachyt und Orthoklasporphyr bilden zum Teil recht ausgedehnte Decken und Ströme, oft begleitet von massenhaften Tuffablagerungen, welche namentlich in den *mittelitalienischen* Vulkangebieten in mannigfaltiger Ausbildung vorhanden sind. Typische Ströme von Trachyt trifft man z. B. im *Montdore*,

solche von Orthoklasporphyr im Rotliegenden *Thüringens* und des *Saar-Nahe-Gebietes*. Gänge von Trachyt sind in manchen Trachytgebieten vorhanden, und ebenso ist der Orthoklasporphyr in Gängen nicht allzu selten, wobei sich häufig Übergänge von Syenitporphyr einstellen. Ferner trifft man auch ausgesprochene Kuppen (Fig. 42, S. 77).

Entsprechend ihrer porösen Struktur sind Trachyte leicht verwitternde Gesteine (Kölner Dom!), daher die Seltenheit wohlerhaltener Strukturen in den älteren Vorkommnissen. Andernteils sind sie durch Fumarolen häufig zerfressen und lokal auch ganz in Kaolin umgewandelt.

II. Plagioklasgesteine.

Quarzdiorit und Diorit.

Makroskopische Beschaffenheit. Quarzdiorit und Diorit (gr. diorizein, unterscheiden) stehen durch Übergänge mit Granit resp. Syenit in Verbindung und entwickeln sich häufig als lokale Fazies dieser Gesteine. Selbständig treten sie meist in weniger bedeutenden Lagern oder Stöcken oder in zum Teil recht mächtigen Gängen auf. Wo sie größere Massen bilden, ist ihr Habitus dem der Orthoklasgesteine sehr ähnlich, sie sind mittelkörnig, aus vorherrschendem weißem Plagioklas und einem dunkeln Mineral mit oder ohne makroskopisch erkennbaren Quarz zusammengesetzt. In den Grenzzonen wie in den Gängen werden sie gerne feinkörnig bis dicht und erscheinen dann makroskopisch lichtgrün, Mikrodiorit, dioritischer Grünstein, häufig auch mit porphyrischer Struktur, Dioritporphyrit. In den Übergangsgliedern zum Granit trifft man Einsprenglinge von Orthoklas, welche sich oft durch besondere Größe und rötliche Farbe von den weißen Plagioklaseinsprenglingen unterscheiden *(Odenwald)*; doch gibt es auch Porphyrdiorite, in welchen nur Plagioklaseinsprenglinge vorhanden sind *(Bernina)*. Das häufigste basische Mineral ist Hornblende, Hornblendediorit, oft teilweise ersetzt durch Biotit, welcher in den Biotit- oder Glimmerdioriten die Hauptrolle einnimmt. Muskowit fehlt als primärer Gemengteil. Pyroxene können lokal über die Hornblende überwiegen, und zwar sowohl rhombische, Hypersthendiorit oder dioritischer Norit, als monokline, Augitdiorit. All diese mineralogischen Modifikationen trifft man auch bei den quarzführenden Gliedern, und man unterscheidet dementsprechend Quarzhornblende-, -glimmer-, -hypersthen-, -augitdiorite.

Unter den Quarzdioriten sind solche, welche vorherrschend Biotit führen, Quarzglimmerdiorite, nicht allzu selten (*Klausen* in Südtirol), doch sind dies stets Vorkommnisse, welche besonders nahe mit den Graniten verwandt und zum Teil eher als Granitodiorite resp. Tonalite zu bezeichnen sind; hierher gehören auch die quarzärmeren Banatite. Die normalen Diorite sind in der Hauptsache Hornblendediorite. Augitdiorite, welche öfters zu Uralitdioriten geworden sind, bilden häufig schon im äußeren Habitus Übergänge in die Gabbrogesteine, mit denen sie auch geologisch eng verknüpft sind. Epidiorit ist gleichbedeutend mit Uralitgabbro.

Die sauersten Quarzdiorite haben äußerlich den Habitus der Granite; der normale Diorit ist im allgemeinen reicher an dem basischen Gemengteil, und die mannigfaltigen Spaltungsprodukte, welche man in den bedeutenderen Dioritgebieten, z. B. in der sog. Cortlandtseries in *New York* kennt, führen zum Gabbro, ja selbst zu feldspatfreien Gesteinen, Cortlandtit. Die Diorite nehmen so eine Mittelstellung zwischen den beiden einander entgegengesetzten Reihen der kieselsäurereichen, leukokraten Orthoklasgesteine und der basischen, melanokraten Plagioklasgesteine ein, sie sind daher auch in ihrem Habitus in weiten Grenzen wechselnd. Das gleiche gilt von dem spezifischen Gewicht, das beim Quarzdiorit bis zu etwa 2,7 herabgeht, beim normalen Diorit ca 2,85 beträgt und bei den feldspatarmen, gabbroiden Formen gelegentlich 3,0 sehr nahe kommt.

Parallelstrukturen mannigfaltiger Art, teils auf einem schlierigen Zerfall des Magmas, teils auf eigentlicher Schieferung beruhend, finden sich in weitester Verbreitung, so namentlich in den *Zentralalpen*, wo Quarzdiorit und Diorit öfter als schiefrige Randzonen granitischer Massive beobachtet werden, Dioritgneis, Hornblendegneis. Zahlreiche schlierige Diorite, namentlich solche von feinerem Korn werden schlechtweg als Amphibolite bezeichnet, ein Name, unter welchem man petrographisch sehr verschiedenartige Gesteine zusammenfaßt. Dunkle Putzen, aplitische und pegmatitische Schlieren sind hier ebenfalls verbreitet, und die eigenartige Kugelstruktur

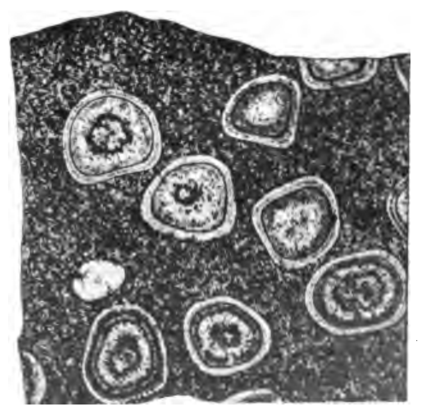


Fig. 43. Kugeldiorit, Santa Lucia di Tallano, Korsika. (Phot. Prof. Dr Öbbeke.)

wurde wohl zuerst an den Kugeldioriten, Korsit, Napoleonit, *Korsikas* (Fig. 43, S. 79) in besonderer Schönheit bekannt.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Unter den Mineralien der Diorite ist das wichtigste der Plagioklas, der in normalen Vorkommnissen etwa Dreiviertel des ganzen Gesteins ausmacht. Verhältnismäßig selten ist er völlig frisch und zeigt dann makroskopisch lebhaft glänzende Spaltflächen; meist ist er ziemlich matt geworden, gewöhnlich weiß oder grünlich-grau und unter dem Mikroskop erfüllt von schuppigen Umwandlungsprodukten, welche indes weder die stets vorhandene Zwillingslamellierung noch auch die für dioritische Gesteine besonders charakteristische Zonarstruktur der gegen Quarz und Orthoklas sehr vollkommen begrenzten Plagioklaskristalle zu verdecken pflegen. Da die innersten Zonen im allgemeinen die kalkreichsten, daher die am wenigsten beständigen sind, geht die Umwandlung häufig vom Zentrum der Kristalle aus oder wiederholt sich bei der Rekurrenz basischer Anwachsstreifen in zonarer Folge. Namentlich die intensivere Veränderung ist oft von einer Ausscheidung von Kalkspat begleitet. Eine andere, bei Dioriten indes seltenere Art von Umbildung führt zu den dichten, graugrünen Aggregaten von Saussurit, Saussuritdiorit.

Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der zonaren Plagioklase ist eine recht wechselnde, im normalen Diorit und namentlich in den Quarzdioriten im allgemeinen dem Andesin nahestehend, doch findet sich auch Labrador resp. Anorthitdiorit, und in den mit Gabbro verwandten Varietäten (Belugit) sowie im Kugeldiorit von *Korsika* bestehen die lichten Lagen aus fast reinem, radialstrahligem Bytownit. In den schiefrigen Dioriten der *Zentralalpen* endlich neigt der Feldspat zum Oligoklas und hat dann dieselbe Mikrostruktur wie der Plagioklas der Zentralgranite.

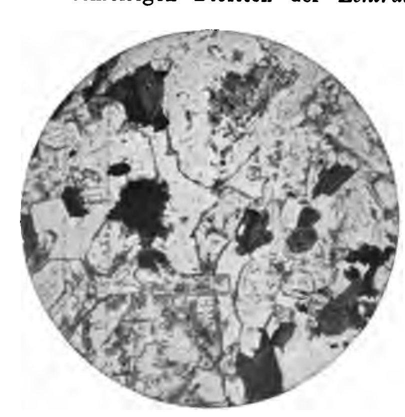


Fig. 44. Granitische Struktur in Quarzdiorit. Schwarzenberg, Vogesen. (Nach Prof. Dr F. Berwerth.)

Orthoklas tritt als akzessorisches Mineral in zahlreichen Dioriten auf, namentlich wo diese eine Fazies von Granit oder Syenit darstellen, bald in einzelnen Körnern oder größeren Einsprenglingen, häufiger aber als schmale Randzone um den Plagioklas oder mit Quarz zusammen und mit diesem öfter auch mikropegmatitisch verwachsen als letzte Ausfüllung (so namentlich in dem konstant Orthoklas führenden Banatit). Selten fehlt Quarz völlig, er ist aber öfter ein deutlich sekundärer Gemengteil, teils direkt in Hohlräume infiltriert, teils bei der Umwandlung der Plagioklase entstanden. Wo er ein primäres Mineral ist, zeigt der Plagioklas gegen ihn besonders vollkommene Kristallform. In den quarzhaltigen Dioriten ist die granitische Struktur in großer Vollkommenheit ausgebildet (Fig. 44).

Die Hornblende ist gemeine, grüne Hornblende, öfter parallel mit Biotit verwachsen; braune Hornblende wird angegeben, doch handelt es sich bei solchen Gesteinen gewöhnlich um Hornblendegabbro. Biotit und Pyroxene verhalten sich wie im Granit. Die akzessorischen Mineralien stimmen ebenfalls mit diesem überein; etwas häufiger sind Erze, namentlich Titanmagneteisen, und lokal sekundärer Schwefelkies. Granat ist im Quarzdiorit (*Wolfach*, Schwarzwald) wie im Diorit (*Halsbrücke* bei Freiberg i. S.) ein namentlich in den Randzonen häufiger Nebengemengteil, seltener ist Kordierit (*Bania*, Ungarn). Kalkspat ist häufig als sekundäres Mineral, auch als Füllung der miarolitischen Hohlräume; sehr kalkspatreich ist der Hemithrène. Epidot und Klinozoisit, Granat und Serizit finden sich in den dioritischen Ausbildungsformen des Zentralgranits ganz ebenso wie in diesem selbst. Sekundäre Aggregate ähnlicher Zusammensetzung trifft man in dem seltenen Saussuritdiorit. Chlorit entwickelt sich unter Ausscheidung von Titanmineralien und Epidot aus den basischen Gemengteilen; er wandert auch gerne in die sich zersetzenden Feldspate ein und kleidet, ebenfalls oft mit Epidot, alle Klüfte und Sprünge der Gesteine aus, so daß an Stelle der schaligen Serizitschiefer, welche sich aus zermalmtem Granit bilden, hier häufiger grüne Schiefer oder Epidosite entstehen.

Die Struktur der normalen Diorite und Quarzdiorite ist übereinstimmend mit jener der Granite; mit der Zunahme der Basizität des Feldspats geht aber die wohlerkennbare Reihenfolge der Ausscheidung verloren, und es entwickeln sich regellos körnige Strukturen in den Übergängen zum Gabbro. Porphyrstruktur ist in den mittelkörnigen Dioriten nicht gerade verbreitet; sie stellt sich aber in den Randzonen mit einer Verdichtung des Korns manchmal ein. Häufiger ist porphyrische Ausbildung in beschränkteren Massen, welche als Quarzdioritporphyrite oder Dioritporphyrite entwickelt sind und meist Gänge, lokal aber auch kleine Stöcke bilden. Die Einsprenglinge sind dann vorherrschend Feldspat, neben welchem das dunkle Mineral eine geringere Rolle spielt und auch der Quarz selten stärker hervortritt.

In solchen Gesteinen ist häufig die Umwandlung besonders weit vorgeschritten; die überwuchernde Bildung von Chlorit und Epidot, auch von Uralit und Saussurit bringt dann gern einen eigentlichen Grünsteinhabitus der Gesteine hervor, in welchen bald die porphyrische Struktur noch deutlich ist (Chlorophyr von *Quenast* in Belgien), bald kaum mehr Spuren von dieser zu erkennen sind. Die Abgrenzung solcher Vorkommnisse von den echt effusiven Typen ist hier noch weniger scharf als bei den granitischen Gesteinen.

Parallelstrukturen mannigfacher Art sind bei Dioriten weit verbreitet; schiefrige Beschaffenheit zeigt namentlich die dioritische Fazies der Zentralgranite, deren Entstehung analog jener der Granite zu deuten ist; in sehr vollkommener Weise schlierige Diorite von gebändertem Habitus sind in den Alpen gleichfalls weit verbreitet (*Oisans* im Dauphiné). Endlich sind, wiederum in besonderer Häufigkeit in den Alpen, dioritische Gesteine durch dynamometamorphe Vorgänge sekundär schiefrig geworden, wobei grünschieferähnliche Bildungen entstehen, in deren zermalmten und zerriebenen Partien Chlorit und Epidot, auch Quarz in ausgedehntem Maße zur Entwicklung kamen, die den ursprünglichen Gesteinscharakter oft in weitgehendem Maße verdecken. Aber auch in diesem Falle trifft man allenthalben schalig abgerutschte

Partien, innerhalb deren der Diorit noch wohl kenntlich ist. Auch Zonen besser erhaltener Gesteine wechseln mit ganz verrutschten Bildungen ab.

Chemische Verhältnisse. Der Kieselsäuregehalt der eigentlichen Quarzdiorite erreicht im allgemeinen die untere Grenze desjenigen der Granite; nur wenige enthalten mehr als 65 % SiO_2, entsprechend dem basischeren Charakter des Feldspats und dem meist nicht allzu bedeutenden Quarzgehalt. Eigentliche Diorite wechseln zwischen 55 % und 60 % SiO_2, lokal aber nimmt der Kieselsäuregehalt bis gegen 50 % ab, wenn durch Vorherrschen des basischen Minerals oder eines kalkreichen Plagioklases sich Übergänge zum Gabbro entwickeln.

Der Charakter des Plagioklases spiegelt sich natürlich auch in dem Verhältnis der Alkalien zum Kalk. Unter ersteren tritt das Kali stets gegen das Natron zurück, in normalen Gesteinen im Verhältnis von 1 : 2 resp. 1 : 3, und beide zusammen erreichen im allgemeinen nicht den Gehalt an Kalk, welch letzterer durchschnittlich zwischen 5 und 8 % variiert. Niederer ist dieser naturgemäß bei den orthoklasreicheren Tonaliten, um vieles höher bei den gabbroiden Gesteinen.

Der zunehmende Gehalt an basischen Mineralien wie an Erzen spricht sich, abgesehen von den schon erwähnten Bestandteilen, namentlich im Anwachsen des Eisengehaltes aus, welcher jenen an Kalk nicht selten noch übertrifft, während Magnesia in ähnlichen Quantitäten vorhanden ist wie in normalen Syeniten, mit denen auch der Tonerdegehalt im allgemeinen übereinstimmt.

Die geringe Einheitlichkeit der dioritischen Massive ergibt sich aus den bedeutenden Unterschieden der chemischen Analysen ein und desselben Vorkommens, ohne daß ein gesetzmäßiger Zusammenhang zwischen dem Charakter des basischen Minerals und der Gesamtzusammensetzung des Gesteins erkennbar wäre. Nur insoweit läßt sich eine gewisse Regel erkennen, als in den gabbroiden Typen Hypersthen und Augit eine größere Rolle spielen als in den granitoiden, in welch letzteren der Biotit manchmal zum herrschenden dunkeln Gemengteil wird. Andernteils erfolgt die Differenzierung der basischen Ausbildungsformen bald in der Weise, daß ungemein kalk- und tonerdereiche Gesteine, vorherrschend aus Kalkfeldspaten bestehend, sich entwickeln *(Kyffhäuser)*, während in andern der Feldspat überhaupt ausscheidet und infolgedessen tonerdearme Amphibolperidotite das letzte Spaltungsprodukt darstellen.

Die in dem Magma ursprünglich vorhandenen mineralbildenden Agentien waren dieselben wie beim Granit, die normale Kontaktmetamorphose an Quarzdioriten und Dioriten verläuft daher in derselben Richtung, nur daß die kräftig wirkenden Agentien, wie Fluor, Bor etc., welche in den granitischen Kontakthöfen besonders wichtig sind, hier kaum mehr hervortreten. Der Turmalin spielt unter den Neubildungen der Diorite eine geringe Rolle; Topas, Flußspat etc. werden völlig vermißt.

Hervorzuheben ist ferner die Häufigkeit von Erzlagerstätten mannigfacher Art, welche an Diorite und Quarzdiorite gebunden sind; hierher gehört wohl die größte Anzahl der in Verbindung mit sog. Skarn auftretenden Magneteisenlagerstätten, welche meist am Kontakt mit dioritischen Gesteinen innerhalb der umkristallisierten Kalke gebildet wurden (*Morawicza* in Ungarn), ferner

edle Silbererzgänge (*Hodritsch* in Ungarn), Goldgänge (*Sierra Nevada*) und namentlich Kupferkiesgänge mit Zinkblende und Bleiglanz (*Dognácska* in Ungarn). Die von den Erzgängen durchsetzten Eruptivgesteine sind am Kontakt mit diesen meist stark zersetzt und oft ganz in Kaolin umgewandelt.

Vorkommen und geologisches Alter. Quarzglimmerdiorite von vermutlich paläozoischem Alter mit Übergängen in Hypersthendiorite bilden einen nicht unbedeutenden Stock bei *Klausen* in Südtirol, der durch die Schönheit seiner Kontaktzonen und die Häufigkeit umgewandelter und partiell resorbierter Nebengesteinsbruchstücke in dem Eruptivgestein selbst interessant ist. Ähnliches findet sich im *Val Rabbia* südlich vom Vintschgau. Andernteils ist namentlich in den Alpen eine quarzdioritische und dioritische Fazies des Zentralgranits resp. Tonalits vorhanden, welche manchmal gneisähnliche Ausbildung besitzt und sich auch analog zum Granit mit einer resorbierten und injizierten Schieferhülle mit dem Nebengestein verflicht.

Gewaltige Dioritstöcke, oft in ihrer ganzen Masse schlierig zerspalten und mit eigentlich schichtigem Habitus, kommen in den *Westalpen* wie in den östlichen *Karpaten* vor. In kleinen Stöcken, öfter reihenförmig angeordnet, trifft man gneisartige Diorite in den *Vogesen*; konkordante Einlagerungen in phyllitähnlichen Schiefern kennt man aus der Zentralzone des *Fichtelgebirges*.

Gangförmige Diorite, meist von recht feinem Korn, das gegen das Salband zu sich noch mehr verdichtet, sind weit verbreitet, teils vereinzelt, teils in eigentlichen Gangzügen. In den Gängen greift öfter eine porphyrische Ausbildung Platz; es entwickeln sich Dioritporphyrite, meist ziemlich stark veränderte Grünsteine, manchmal mit deutlicher, aber nie großporphyrischer Struktur. Solche Gesteine bilden auch kleine Stöcke (*Quenast* in Belgien), und die berühmten Lakkolithen der *Henry Mountains* bestehen aus frischen Dioritporphyriten tertiären Alters mit sanidinähnlichem Plagioklas.

Was das geologische Alter der Quarzdiorite und Diorite betrifft, so kennt man auch diese in allen geologischen Perioden vom Kambrium bis zum Tertiär. Gegenüber der in der Geologie so weit verbreiteten Annahme eines hohen geologischen Alters der körnigen Tiefengesteine ist hier besonders die Häufigkeit von Vorkommnissen zu erwähnen, deren geringes Alter direkt nachweisbar ist. Zunächst müssen in dieser Richtung die tertiären Andendiorite angeführt werden, welche den inneren Kern der gewaltigen Andesitvulkane in *Argentinien, Chile* etc. bilden, welche, überdeckt von mächtigen Tuff- und Lavamassen, eine dioritporphyritische, zum Teil sogar glashaltige, echt andesitische Außenzone besitzen, die allmählich in den rein körnigen, dioritischen Kern übergeht. Da die Verfestigung von außen nach innen vor sich ging, sieht man nicht selten Apophysen des körnigen Diorits in die porphyrische Randzone übergreifen (Fig. 45, S. 84). Gleichfalls tertiär sind die kleinen

Dioritstöcke des *Electric Peak* im Yellowstone-Park und annähernd von gleichem Alter die ausgedehnten Banatitmassen in *Südungarn*, welche die Kaprotinenkalke kontaktmetamorph verändert haben. Was die Altersverhältnisse zu

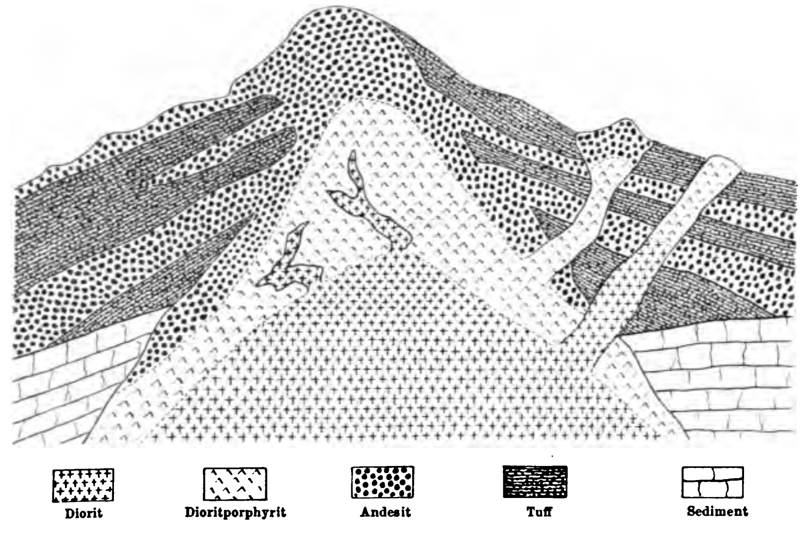


Fig. 45. Schematische Darstellung des Verhältnisses zwischen Diorit, Dioritporphyrit und Andesit.

andern Eruptivgesteinen der betreffenden Gebiete betrifft, so sind diese wechselnd: die Diorite durchadern in *Schweden* den Granit, während im *Odenwald* jüngere Granite den Diorit zerrissen und durchbrochen haben.

Gabbro.

Makroskopische Beschaffenheit. Als Gabbro (Florentiner Lokalname für gewisse Serpentine; Gabbro in dem hier gebrauchten Sinn heißt dort granitone) bezeichnete man früher ausschließlich körnige Aggregate von Plagioklas mit Diallag, welche — im allgemeinen durch grobes Korn ausgezeichnet — den metallisierenden Glanz der derben Diallagindividuen schon makroskopisch deutlich erkennen lassen.

Im Sinne der modernen Gesteinskunde nimmt man den Begriff weiter und faßt als Gabbro alle Eruptivgesteine zusammen, welche bei rein körniger Struktur vorherrschend aus einem basischen Plagioklas mit meist recht beträchtlicher Menge des dunkeln Gemengteils und reichlichem Erz bestehen, welche durch den melanokraten Charakter, d. h. durch hohes spezifisches Gewicht (um 3,0) und dunkle Farbe, sich schon

äußerlich von den Dioriten unterscheiden, die anderseits durch das gelegentliche Hervortreten der ophitischen Struktur mit dem Diabas oder Trapp verbunden sind.

Die Gabbrogesteine sind meist sehr kompakt und oft auch bei bedeutender Korngröße sehr zäh; saussuritisierte Vorkommnisse gehören zu den zähesten Gesteinen überhaupt. Grobkörniger Gabbro ist verhältnismäßig häufig, und man sieht dann manchmal neben dem metallisierenden Schiller des Pyroxens das lebhafte Farbenspiel des Labradors, welche dem dunkeln Gestein ungemein viel Leben verleihen.

Zu bemerken ist, daß die in der Technik so viel verarbeiteten und als norwegischer Labrador bezeichneten grobkörnigen, dunkeln Gesteine nicht hierher, sondern zu den Natronsyeniten gehören. Häufig ist der Plagioklas der Gabbrogesteine auch ganz dunkel, grau, braun oder violett, und dann erscheinen selbst grobkörnige Gesteine fast völlig schwarz; feinkörnige zeigen letztere Farbe stets und werden nach ihren makroskopischen Eigenschaften am besten mit dem Trapp zusammengefaßt, zu welchem sie auch geologisch häufig in inniger Beziehung stehen; in dieselbe Gruppe gehören z. B. die sog. Trappgranulite (S. 48).

Makroskopisch erscheint die Struktur in den charakteristischen Gabbrogesteinen durchaus regellos und gleichmäßig körnig, neigt aber häufig lokal zu ophitischer Ausbildung, Gabbrodiabas, indem, namentlich bei Zunahme des Augits, die sonst mehr isometrischen Feldspatkörner deutliche Tafelform annehmen und oft scharf in größerer Anzahl durch die einheitlich spaltbaren Körner des Pyroxens hindurchschneiden (*Le Prese* im Veltlin). Bemerkenswert gering ist die Neigung der Gabbrogesteine zu porphyrischer Struktur, und selbst die an sich seltenen Vorkommnisse, welche als Gabbroporphyrit bezeichnet wurden, sind oft kaum erkennbar porphyrisch entwickelt.

Der Feldspat der Gabbrogesteine ist zum Teil sehr frisch *(Le Prese)* und läßt dann häufig die breiten Zwillingslamellen schon makroskopisch deutlich erkennen, zum Teil ist er derb und matt oder endlich in die splittrig brechenden, grünlich bis gelblich weißen Aggregate des Saussurits umgewandelt, Saussuritgabbro. Damit parallel verläuft häufig die Uralitisierung des Pyroxens, Uralitgabbro oder Epidiorit. Es tritt durch diese Umbildung des Gesteins seine Struktur in den Farbengegensätzen der beiden Hauptbestandteile deutlicher hervor, indem der matte, gelblich oder grünlich weiße Saussurit sich von dem manch-

mal saftgrünen Uralit deutlich abhebt, Smaragditgabbro, Euphotit (griech. eu, gut; phos, Licht), Wurlitzit (*Wurlitz* bei Hof). Oft aber wird durch ein Überwuchern der Umwandlungsprodukte die Struktur mehr und mehr verdeckt, und man nennt solche Gesteine dann meist Amphibolite.

Mit letzterem Namen bezeichnet man auch den schlierig ausgebildeten, meist mittelkörnigen Hornblendegabbro oder Bojit *(Oberpfalz)*, dessen Hornblende primär und braun ist. Andernteils wirft man diesen sowohl als den Uralitgabbro mit dem Diorit zusammen, von welchem beide durch den viel basischeren Feldspat und den melanokraten Charakter geschieden sind.

Norit resp. Hyperit nennt man mittel- bis feinkörnige Gesteine, welche zum Teil zum Diorit, zum Teil zum Gabbro gehören, und in denen das basische



Fig. 46. Banded gabbro, Insel Skye. (Nach A. Geikie.)

Mineral vorherrschend ein rhombischer Pyroxen, Bronzit oder Hypersthen ist, und die bald mehr den Charakter der Diorite, bald mehr jenen der Gabbro an sich tragen; auf der einen Seite erscheinen öfter quarzführende Glieder, auf der andern tritt Olivin hinzu, Olivinnorit und Olivinhyperit. Sie sind aber ebensowenig wie der Olivingabbro von den olivinfreien makroskopisch unterscheidbar. Die verschiedenen Typen verbinden sich häufig in durchaus unregelmäßiger Weise, oder die bei Gabbrogesteinen so verbreitete schlierige Ausbildung bringt bald im kleinen eine schöne Bänderung, Bändergabbro, banded gabbro (Fig. 46) oder Flaserstruktur, Flasergabbro, hervor, bald entstehen im großen mannigfaltige Modifikationen, so daß einerseits sich feldspatfreie Pyroxenite und Peridotite entwickeln, anderseits der basische Plagioklas sich fast rein zu den Labradorfelsen oder Anorthositen (franz. anorthose = Plagioklas) konzentriert. Letztere sind manchmal durch kleine, aus Olivin entstandene Serpentinputzen gefleckt, Forellenstein oder

Troktolith (griech. troktes, Schelm). Auch die meisten dieser Spaltungsprodukte sind ziemlich grobkörnige Gesteine.

Lokal kommen kugelige Ausbildungsformen vor, in welchen sich eines dieser Spaltungsprodukte in schaligen, oft radialstrahligen Kugeln von der Hauptmasse separiert, Kugelgabbro. Bei *Göteborg* bestehen die Kugeln vorwiegend aus Diallag, in *San Diego Co.*, Kalifornien, aus Forellenstein. Endlich sind nicht unbedeutende Erzmassen, besonders von Titanmagneteisen, als magmatische Ausscheidungen im Gabbro bekannt, welche durch alle möglichen Übergänge mit dem Gabbro selbst verbunden sind. Vorkommnisse von Sulfiden dagegen, namentlich von nickelhaltigem Magnetkies und Kupferkies, trifft man hauptsächlich in den stark umgewandelten Gesteinen, teils als Imprägnation, teils in scharf geschiedenen Gängen.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Normale Gabbrogesteine zeigen einen basischen Plagioklas, Labrador bis Anorthit, in gewöhnlich äquidimensionalen Körnern als Hauptbestandteil. Die Zonarstruktur ist meist wenig ausgeprägt, die Zwillingslamellen sind breit und fehlen auch in zahlreichen Vorkommnissen, namentlich von Bojit, fast ganz. Im Gabbrodiabas sind die Durchschnitte mehr leistenförmig. Bezeichnend ist der Reichtum an dunkeln Einschlüssen, welche bald als braune Stäbchen und Blättchen gesetzmäßig eingelagert bald als dunkler Staub das ganze Mineral erfüllen und die äußerlich dunkle Farbe desselben, auch dessen labradorisierendes Farbenspiel *(Canzacoli* bei *Predazzo)* bedingen. In den Übergängen zum Diorit treten saure Plagioklase hinzu, welchen diese Beschaffenheit fehlt.

Unter den Veränderungen des Feldspats ist am weitesten verbreitet die Saussuritbildung, welche zunächst zur Entstehung einiger Zoisit- resp. Klinozoisitkörner führt, neben welchen Granat, Prehnit, Lawsonit etc. auftreten können, die mehr und mehr überwuchern und schließlich eine strukturlose Pseudomorphose bilden, die aber oft einen im Dünnschliff noch durchschimmernden Untergrund von Albit aufweist. Abscheidung von Kalkspat fehlt dabei meistens, aber aus der Umwandlung der dunkeln Gemengteile wandern nicht selten Chlorit und Hornblende, auch Epidot ein, die makroskopisch grünliche oder gelbliche Farbe des Saussurits bedingend. Die chemische Änderung ist meist gering, es wird nur etwas Kieselsäure entfernt und Kalk zugeführt. Der Saussurit unterscheidet sich vom ursprünglichen Mineral schon makroskopisch durch den Mangel jeder Spaltbarkeit, durch das viel höhere spezifische Gewicht und größere Härte sowie im allgemeinen wenigstens durch seine Unangreifbarkeit durch Säuren. In diesen veränderten Gesteinen sind auch die übrigen Gemengteile in Mitleidenschaft gezogen. Der Augit neigt zur Umbildung in grüne, faserige Hornblende, welche oft büschelförmig über den ursprünglichen Raum hinauswächst, und das Titaneisen geht gerne in Rutil über. Eine andere Art der Umwandlung ist jene in Skapolith, Skapolithgabbro, welcher auch als Skapolithgneis, Skapolith-

hornblendefels, gefleckter Gabbro etc. bezeichnet wird. Hier ist die Umkristallisation besonders intensiv, und das Gestein läßt keine Spur der ursprünglichen Struktur mehr erkennen, sondern besteht aus einem regellosen Aggregat von Skapolith mit brauner, kompakter Hornblende und derben Rutilpartien neben viel Apatit. Weniger häufig ist die Serizitbildung und die Kaolinisierung, welche hier ebenso wie bei allen übrigen Gesteinen nur ganz lokal auftreten.

Orthoklas ist ein seltener Nebengemengteil, der aber in einigen Vorkommnissen zu größerer Bedeutung gelangt, Orthoklasgabbro, welche sich zum Teil an die Monzonite anschließen, zum Teil aber, wie der Essexit, durch akzessorischen Nephelin oder Sodalith zu den Natrongesteinen hinüberführen. Wo Gabbro als basische Fazies von Granit auftritt, ist eine letzte Ausfüllung durch Quarz nicht allzu selten. Letzteres Mineral ist in den Bojiten in abgerundeten Kristallkörnern als Einschluß namentlich in der Hornblende ähnlich wie in den gabbroiden Granuliten (S. 49) weit verbreitet.

Das charakteristischste dunkle Silikat ist ein deutlich nach der Querfläche abgesonderter und meist auch nach dieser tafliger Diallag, der infolge eben dieser tafligen Ausbildung im Bruch meist unverhältnismäßig stark hervortritt. Seine Farbe ist in frischem Zustand bräunlich, oft mit dem charakteristischen metallisierenden Glanz, der auf die gesetzmäßige Anordnung ähnlicher Stäbchen und Blättchen zurückzuführen ist, wie sie auch im Plagioklas auftreten. Er ist häufig von Hornblende um- und durchwachsen, wobei die Verwachsung bald primär ist, bald auf beginnender Uralitisierung beruht; bei letzterer bleibt die Form oft ganz erhalten. Häufig aber erscheint die neugebildete Hornblende in die nebenliegenden Mineralien hinein stark zerfasert; man spricht dann wohl mit Unrecht von Umwandlung in Strahlstein. Auch Krokydolith und andere blaue Hornblenden treten sekundär auf.

An Stelle des Diallags und mit ähnlicher Umwandlung findet sich auch ein makroskopisch schwarzer, gemeiner, oft titanhaltiger Augit, der im Schliff häufiger bräunlich als grün durchsichtig wird, oder ein saftgrüner Chromdiopsid.

Der rhombische Pyroxen, oft neben Diallag und mit demselben lamellar verwachsen oder in ihm als Einschluß, erscheint makroskopisch wie dieser und ist bald Hypersthen, Hyperit, bald Bronzit, Norit. Er wandelt sich häufiger zu parallelschuppigen Aggregaten von sog. Bastit oder zu Talk um. Auf die Zwitterstellung der Norite wurde schon mehrfach hingewiesen. Die rein mineralogische Definition der Gesteine ergibt die Zusammenfassung echt dioritischer Bildungen mit einem weit vorherrschenden sauren Plagioklas, die oft auch Orthoklas und Quarz, manchmal in pegmatitischer Verwachsung, enthalten (*Klausen* in Südtirol), mit eigentlich gabbroiden, deren Feldspat sehr

kalkreich ist, und die auch im äußeren Habitus und in der sonstigen Zusammensetzung eigentliche Gabbro sind (*Radautal* im Harz). Erstere besitzen besser ausgeprägte porphyritische Glieder, die Noritporphyrite, ein Name, der aber auch für Gesteine mit glasiger Grundmasse angewendet wurde, welche bei den Porphyriten und Andesiten zu besprechen sind.

Primäre Hornblende ist meist körnig ausgebildet und braun. Auch sie geht sekundär in faserige, grüne Hornblende über. Biotit ist als randliche Umwachsung von unregelmäßigen Erzkörnern nicht selten, in größerer Menge nur lokal im Glimmergabbro vorhanden und auch dann gewöhnlich von Augit begleitet. Wo Olivin auftritt, bildet er unregelmäßige Körner mit den mannigfaltigsten Erscheinungen. Bald ist er frisch, zeigt dann öfter auch die parallel orientierten braunen Einschlüsse oder ein schwarzes Netzwerk von Eisenerz, durch welche das Mineral kaum durchschimmert; bald ist er zersetzt und zu Pilit oder zu Serpentin geworden; dann ist der benachbarte Plagioklas infolge der Volumenvermehrung gerne von radialen Rissen durchzogen (Fig. 47). Mannigfache Umwachsungen zeigt das Mineral gegen den Plagioklas zu; es tritt öfter zunächst ein Rand von Hypersthen auf, um welchen Diallag folgt, während der Plagioklas sich demgegenüber durch einen Hornblenderand abscheidet. Besonders mannigfaltig werden diese randlichen Umwachsungen (reaction rims) in der Nähe von jüngeren Gängen, wo dann namentlich auch Granat an denselben teilnimmt, der auch sonst als selbständiger Gemengteil in schon makroskopisch kenntlichen roten Körnern ziemlich verbreitet ist, Granatgabbro.

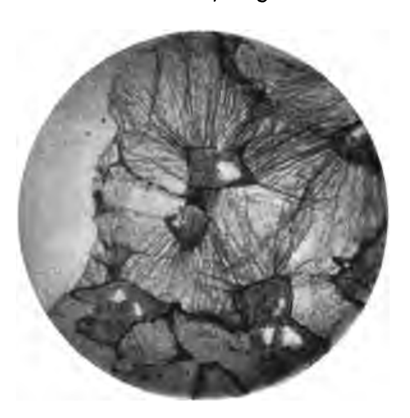


Fig. 47. Radiale Risse in Plagioklas durch Serpentinisierung von Olivin. Olivingabbro von Volpersdorf, Schlesien. (Nach E. Cohen.)

Von den Erzen das gewöhnlichste ist Titaneisen, öfter auch mit Magneteisen verwachsen; häufig ist Leukoxenbildung, randliche Umhüllung durch einheitliche Biotittafeln oder durch Titanit; in saussuritisierten Gesteinen ist das Titaneisen fast stets zu Rutil geworden. Magnetkies ist manchmal zweifellos primär, häufiger aber mit andern Sulfiden zusammen eine jüngere, auf Adern oder als Imprägnation auftretende Neubildung. Im Olivingabbro trifft man meist etwas Chromeisen. Selbständiger Titanit ist selten, ebenso Zirkon, während Apatit, oft in rundlichen Körnern, eine nicht unbedeutende Rolle spielt. Auch auf das häufige Vorkommen von Eisenspinell ist aufmerksam zu machen.

Was die Struktur des Gabbro betrifft, so ist diese etwas wechselnd, bald zur granitischen bald zur ophitischen neigend, im allgemeinen aber gleichmäßig körnig mit nur sehr schwierig erkennbarer Reihenfolge der Ausscheidung, Gabbrostruktur

(Fig. 48); selten sind porphyrähnliche Formen. Hin und wieder, wenn auch nicht sehr verbreitet, trifft man mechanische Strukturen, und einzelne Vorkommnisse von Flasergabbro sind durch Zermalmung entstanden. Die schaligen Reste des nicht zertrümmerten Gesteins, oft lagenförmig angereiht, werden von dunkeln Schiefern umflasert, welche intensive Kataklasen zeigen und lokal in eigentliche Hornblendeschiefer übergegangen sind *(sächsisches Granulitgebirge)*. Ähnliches gilt auch für gewisse Augengabbro resp. Gabbroschiefer. Im Gegensatz dazu hat der gewöhnliche Bändergabbro, welcher oft in der mannigfachsten Weise gestaucht und gefältelt ist, und dessen Bänderung man gleichfalls als ein Resultat der Gebirgsbewegung ansehen wollte, eine recht wohl erhaltene Struktur. Die Bänderung ist hier unzweifelhaft eine primäre Fluidalerscheinung, begründet auf dem schlierigen Zerfall des noch schmelzflüssigen Magmas.



Fig. 48. Gabbrostruktur. Trappgranulit, Hartmannsdorf, Sachsen.

Chemische Verhältnisse. Die Gabbrogesteine unterscheiden sich von den Dioriten durch das Zurücktreten der Alkalien und den hohen Gehalt an zweiwertigen Metallen, entsprechend der Zusammensetzung aus einem kalkreichen Plagioklas mit reichlich vorhandenem Bisilikat und Erz. Der Gehalt von Alkalien, unter welchen Kali stets, aber sehr untergeordnet vorhanden ist, variiert um 3—4 %, erhebt sich aber im Orthoklasgabbro fast bis zur doppelten Höhe. Je nach den Mengenverhältnissen von Feldspat und Bisilikat variieren die Proportionen von Magnesia und Eisen einerseits, von Tonerde anderseits in weiten Grenzen, während Kieselsäure und Kalk, erstere ca 50 %, letzterer 10—12 %, von diesen Schwankungen viel weniger berührt werden. Bemerkenswert ist ein bis zu 2 % ansteigender Gehalt an Titansäure und eine gleichfalls nicht unbedeutende Menge Phosphorsäure.

Wenn man als Norit nur die gabbroiden Gesteine mit rhombischem Pyroxen bezeichnet und diese von den dioritischen getrennt hält, so ist

die chemische Übereinstimmung derselben mit dem Gabbro eine vollständige, während der Hornblendegabbro meist reicher an Tonerde ist. In den an Bisilikaten armen Anorthositen oder Labradorfelsen nähert sich die Gesamtzusammensetzung des Gesteins um so mehr jener des Labradors oder Anorthits (sehr selten des Andesins), je mehr die farbigen Mineralien zurücktreten, und Entsprechendes gilt von jenen Gesteinen, in welchen Pyroxen und Olivin zum herrschenden Gemengteil werden.

Auf die auch in der chemischen Zusammensetzung hervortretenden Beziehungen gewisser Orthoklasgabbros zu Nephelinsyenit und Monzonit mag kurz hingewiesen werden, und auch ein Teil der Anorthosite zeigt ähnliche Beziehungen, welche hier gerne in einem Gehalt an Mikroperthit kenntlich werden, der im Mangerit (Insel *Radö* in Norwegen) und Perthitophyr *(Wolhynien)* der herrschende Bestandteil der lichten, grobkörnigen Gesteine ist. Dagegen scheinen die oft recht dunkeln, alle möglichen Mineralien des Gabbro akzessorisch enthaltenden Anorthosite im Laurentian von *Kanada* in der Hauptsache Spaltungsprodukte von normalem Gabbro zu sein.

Vorkommen und geologisches Alter. Der Gabbro bildet zum Teil ausgezeichnete Stöcke, findet sich aber andernteils besonders gern in plumben Linsen, welche randlich in Amphibolite verschiedener Art übergehen, in Gebieten der sog. kristallinischen Schiefer oft in großer Anzahl zusammengehäuft *(sächsisches Granulitgebirge)*; auch eigentliche aushaltende Lager sind bekannt. Wegen dieser konkordanten Lagerungsverhältnisse einesteils, wegen der innigen Verbindung normaler Gabbro mit schiefrigen Gesteinen von ganz abweichender mineralischer Zusammensetzung andernteils und endlich wegen der Häufigkeit der Bänder- und Flaserstruktur hat man versucht, einen Teil derselben direkt als kristallinische Schiefer zu bezeichnen und dem eruptiven Gabbro gegenüberzustellen.

Betrachtet man die Verhältnisse im großen, so findet man z. B. an dem Gabbro der Halbinsel *Lizard* in Cornwall alle möglichen schiefrigen Formen, welche man als besonders charakteristisch für den nicht eruptiven Gabbro ansah. Das Vorkommen selbst bildet einen echten Stock mit mannigfachen Apophysen. Wenn man in dem Vorkommen des Lizard aber noch mechanische Deformationen in größerer Ausdehnung verfolgen kann, die solche Parallelstrukturen als sekundär erscheinen lassen könnten, so trifft man auf den *Inneren Hebriden* Bändergabbro in vorzüglicher Ausbildung (Fig. 46, S. 86) von tertiärem Alter, der von mechanischen Veränderungen völlig unberührt ist. Hier kann kein Zweifel sein, daß echt eruptive Bildungen jenen Charakter primär an sich tragen, den man als typisch für die nicht eruptiven Bildungen aufstellen wollte. Ebensowenig läßt sich der in Gabbrogesteinen weitverbreitete Gehalt an Granat zu einer derartigen Trennung verwenden, und es kann nicht zweifelhaft sein, daß der Gabbro in seiner Gesamtheit einen echten Eruptivgesteinstypus darstellt, auch wenn Lagerungsform, mineralische Zusammen-

setzung und Struktur noch so sehr den Habitus „kristallinischer Schiefer“ aufweisen.

Die Linsen und sonstigen konkordanten Einlagerungen von Gabbro, welche namentlich in den Randzonen oft ausgezeichnet schiefrig sind und in Amphibolit etc. übergehen, sind nur zum Teil als später eingedrungene Massen anzusehen, deren eigenartige Ausbildung wohl mit einer besonders zähflüssigen Beschaffenheit des Magmas zusammenhängt, das wenig befähigt war, das Nebengestein zu zersprengen, wie auch sonstige Anzeichen einen geringen Gehalt gas- und dampfförmiger Agentien in diesen basischen Schmelzflüssen wahrscheinlich machen. In andern Fällen handelt es sich zweifellos um losgerissene Schollen, welche rings von Granit umhüllt waren.

Indes fehlen auch gangförmige Vorkommnisse von Gabbro keineswegs, zum Teil als Apophysen von mächtigeren Massen oder dieselben gangförmig durchsetzend (Beerbachit des *Odenwaldes*), zum Teil mehr oder minder selbständig auftretend *(Attika)*. Endlich ist es erwähnenswert, daß lokal der Trapp Beschaffenheit und Struktur eines feinerkörnigen Gabbros annimmt und so auch in eigentlichen Strömen und Decken von effusiver Entstehung vorkommt, z. B. auf der schottischen Insel *Mull*, wo ein mittelkörniger Olivingabbro sich über dem Trapp-Plateau ausbreitet, oder in den das Silur überlagernden Decken am *Wenersee* in Schweden, welche sich aus mannigfachen Übergängen von Gabbro und Trapp zusammensetzen und in der Technik als schwarzer schwedischer Granit eine ausgedehnte Verwendung finden.

In Verbindung mit Granit und durch Übergänge mit diesem verbunden, dann öfter quarz- und orthoklasführend, findet sich Gabbro im Paläozoikum des *Harzes*. An andern Orten, und zwar häufiger, steht er in Verbindung mit Plagioklasgesteinen resp. Peridotiten. So ist die Paragenesis von Gabbro, Diabas und Serpentin charakteristisch für die meist stark umgewandelten Vorkommnisse Südeuropas (roccie ofiolitiche), welche von *Oberitalien* nach den *griechischen Inseln* sich hinziehen. In Verbindung mit Monzonit trifft man das Gestein am *Monzoni* und an andern Orten, in Beziehung zum Granulit in *Sachsen* und *Ceylon*, während zahlreiche der Gabbrostöcke *Norwegens*, welche mit Labradorfelsen verknüpft sind, einen geologischen Verband mit Nephelinsyeniten erkennen lassen.

Mehr selbständige Stöcke scheinen die Vorkommnisse des *Zobten*, Zobtenit, und von *Volpersdorf* in Schlesien, jene des *Veltlins* und von *Ivrea* in Piemont zu sein. Eine verhältnismäßig selbständige Stellung nimmt auch der Bojit ein, welcher nicht unbedeutende Intrusivmassen bildet, die z. B. in der Gegend von *Passau* den Granit durchbrochen haben.

Was endlich das geologische Alter betrifft, so findet sich Gabbro in den verschiedenartigsten Formationen, besonders häufig als Einlagerung in den sog. kristallinischen Schiefern einesteils und als Ergebnis tertiärer Eruptionen andernteils. Für erstere Vorkommnisse, die in ihrem geologischen Alter nicht näher bestimmbar sind, erscheinen die Gabbro *Norwegens*, des *sächsischen Granulitgebietes* und der *Oberpfalz* am bezeichnendsten; Beispiele der letzteren sind ungemein verbreitet, besonders in Süd-

und in Nordwesteuropa; die zahlreichen Gabbro von *Elba, Ligurien* und den *griechischen Inseln* haben den Macigno durchbrochen und eozäne Ablagerungen emporgehoben und metamorphosiert; in *Attika* setzen sie gangförmig durch die Kreide, und auf den *Hebriden* stehen sie in nächster Beziehung zu dem tertiären Trapp. Auch in den *Alpen,* z. B. in Glarus, ist tertiärer Gabbro zu beobachten.

Die ältesten wie die jüngsten Vorkommnisse von Gabbro zeigen gleichmäßig die verschiedenen Ausbildungsformen und Stadien der Erhaltung, so daß auch hier kein Zusammenhang zwischen petrographischer Beschaffenheit und geologischem Alter hervortritt.

Verwitterung und Zersetzung. Unter dem Einfluß der Atmosphärilien werden die meist sehr verbandfesten Gesteine der Gabbroreihe verhältnismäßig schwierig zerstört und liefern dann einen desaggregierten lehmigen Grus. Im Hochgebirge tritt daher Gabbro in besonders wilden Bergformen hervor (*Jötunfjeld* in Zentralnorwegen). Im Mittelgebirge ist er manchmal weitgehend verwittert und zu einem eisenreichen Ton geworden, wie der rotbraune, zum Teil direkt lehmartige gabbro rosso, ein Name, der aber ebenso wie der Name Wacke ähnliche Veränderungen der verschiedensten basischen Eruptivgesteine umfaßt. Verwandt ist auch die Walkererde (fuller's earth), bei welcher namentlich eine Zufuhr von Kali und Tonerde bemerkenswert ist, so daß vermutlich nicht Produkte einfacher Verwitterung vorliegen.

Besonders bemerkenswert sind aber jene Veränderungen der Gabbrogesteine, welche sicher in keiner Beziehung zu den Atmosphärilien stehen, vor allem die Uralitisierung und Saussuritisierung. Man hat diese Veränderungen besonders als das Ergebnis einer dynamischen Metamorphose aufgefaßt, weil sie ganz unzweifelhaft häufiger in stark deformierten Gesteinen auftreten als in solchen, welche ihre kompakte Beschaffenheit behalten haben.

Indes gibt es zahlreiche Vorkommnisse, welche gegen einen solchen Zusammenhang sprechen; bald ist neben völlig unverändertem Labrador der gesamte Augit in Hornblende übergegangen, bald ist der Augit erhalten und der Labrador zu Saussurit geworden; die beiden Prozesse sind also nicht aneinander gebunden. Manchmal trifft man weitgehende Zermalmungen, namentlich im Plagioklas, der, von randlichen Schuttzonen umgeben, zu linsenförmigen Partien zertrümmert ist, die oft in sich wieder gebrochen und durch ein wasserklares Feldspatmosaik, auch mit Hornblende, ausgefüllt sind; daneben ist keine

Spur einer weiteren Veränderung vorhanden. Oder aber ein vollständig metamorphosierter Saussurituralitgabbro, Allalinit, zeigt die ursprüngliche Struktur des Gesteins in so ungestörter Weise, daß von mechanischer Beeinflussung keine Rede sein kann.

Man beobachtet zwar, z. B. in dem Flasergabbro *Sachsens*, daß kleine unveränderte Gabbrolinsen eingewickelt sind in einen erzreichen, schiefrigen Amphibolit, der sich auch auf Sprüngen in erstere hineinzieht und den Eindruck macht, als ob er aus Zerreibungszonen hervorgegangen wäre. In den meisten Fällen aber ist die Verteilung der frischen und der metamorphischen Partien eines geologischen Körpers keine derartige, daß an irgend einen Zusammenhang der Veränderung mit tektonischen Vorgängen gedacht werden kann, und wo ein derartiger nachgewiesen worden zu sein scheint, ist häufig der einzige Anhaltspunkt für die Annahme besonderer Dislokationen eben das Vorhandensein einer metamorphen Fazies des Gabbro gewesen, so z. B. in der Gegend von *Hof* im Fichtelgebirge.

Im allgemeinen ist die Art des Auftretens saussuritisierter und uralitisierter Partien in Gabbrogesteinen eine solche, daß man viel eher an postvulkanische, wohl thermale Prozesse erinnert wird; daß aber solche dort in besonders intensivem Maße wirkten, wo die an sich kompakten und festen Gesteine durch tektonische Prozesse erschüttert waren, kann nicht auffallend erscheinen. Die Verbindung der umgewandelten Bildungen mit mechanischen Phänomenen beweist somit keineswegs, daß wir es hier mit Wirkung und Ursache zu tun haben.

Während in einzelnen Vorkommnissen nur bestimmte, zum Teil unregelmäßig innerhalb der Massive verteilte Partien, zum Teil namentlich die äußeren Randzonen die charakteristische Umwandlung erfahren haben, sind andere Vorkommnisse *(Zentralalpen, Fichtelgebirge)* in ihrer ganzen Masse verändert, so sehr, daß häufig auch keine Spur der ursprünglichen Beschaffenheit mehr erkennbar ist und dichte Saussuritfelse, Zoisit-, Epidot- und Granatamphibolite oder eigentliche Eklogite an ihre Stelle getreten sind. Solche Gesteine sind in zahlreichen Fällen durch die kontaktmetamorphosierende Einwirkung von Granit entstanden, worüber in einem späteren Kapitel zusammenfassend referiert wird. Ob indes nicht auch diesen analoge Mineralkombinationen als primäre Erstarrungsprodukte vorkommen, ist durchaus nicht als ausgemacht anzusehen; besonders die Piëzokristallisation müßte zu derartigen, meist durch sehr geringes Volumen ausgezeichneten Gesteinen führen.

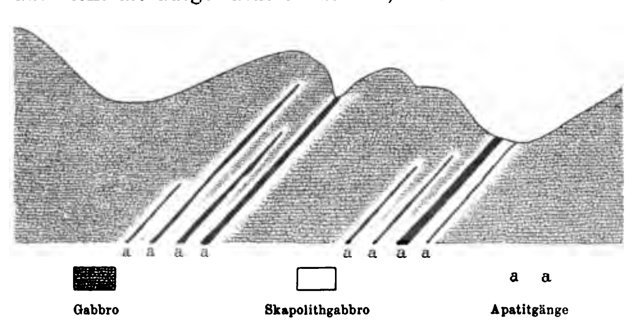


Fig. 49. Apatitgänge mit skapolithisiertem Gabbro, Husaas, Norwegen. (Nach J. H. L. Vogt.)

Schließlich mag noch die Skapolithbildung erwähnt werden, eine Umwandlung unzweifelhaft postvulkani-

scher Art, welche in *Norwegen* an die Nachbarschaft der Apatitgänge gebunden ist, in *Kanada* ohne solche auftritt. An den im Gabbro aufsetzenden Apatitgängen *Norwegens* (Fig. 49) zeigt sich besonders charakteristisch, daß die chemische Veränderung, welche hauptsächlich in einer Aufnahme von Chlor besteht, von den Agentien ausging, welche auch die Füllung des Ganges hervorbrachten.

Porphyrit und Andesit.

Makroskopische Beschaffenheit. Als Porphyrit und Andesit (Name von den *Anden*) bezeichnet man die porphyrischen Plagioklasgesteine, welche dem Diorit und Gabbro entsprechen; die Diabasporphyrite speziell gehören dagegen zum Diabas. Der Trennung von Porphyrit oder Paläoandesit (griech. palaios, alt) und Andesit wird wieder im allgemeinen das historische Prinzip zu Grunde gelegt, das aber hier ebensowenig Berechtigung für die petrographische Systematik besitzt wie in allen übrigen Fällen. Es kann auch hier nur der verschiedene Erhaltungszustand das maßgebende Unterscheidungsmerkmal darstellen, und den frischen und unveränderten Andesiten stehen die mehr oder minder stark umgewandelten Porphyrite gegenüber.

Die Porphyrite zeigen somit einen ziemlich unfrischen Habitus, welcher in erster Linie in der trüben Beschaffenheit der Einsprenglinge von Plagioklas zum Ausdruck kommt. Je nach der Art der Veränderung der Grundmasse kann man zwei Gruppen unterscheiden. In der einen ist bezeichnend die weitgehende Durchsetzung mit Chlorit und Epidot und die Saussurit- und Uralitbildung. Es tritt dabei eine charakteristische graulichgrüne oder gelbgrüne, auch lebhaft grüne Färbung des Gesteins auf, Grünsteinporphyr, Chlorophyr; diese erscheinen im Bruch ungemein kompakt und dicht. Die andere Reihe zeigt dunkelrote bis braune Farben, auf eine Imprägnation mit Eisenoxyden hinweisend, welche gleichfalls mit intensiven Veränderungen Hand in Hand geht. Die Grundmasse erscheint dann häufig im Bruch viel weniger kompakt, oft geradezu tonsteinartig, Tonsteinporphyrit, Wacke, und hat deutlichen Tongeruch; die porphyrische Beschaffenheit ist an den letzteren Vorkommnissen oft kaum mehr kenntlich. Eine Ausnahmestellung hat der sog. porfido rosso antico von *Djebel Dokhan* in Ägypten, welcher trotz seiner intensiv roten Farbe in die erstere Gruppe der saussuritisierten Porphyrite gehört.

Man unterscheidet Quarzporphyrite von quarzfreien Porphyriten; makroskopisch ist der Unterschied häufig nur wenig hervortretend, denn auch in Gesteinen, welche ihrer chemischen Zusammensetzung nach als die porphyrischen Äquivalente der Quarzdiorite angesehen werden müssen, fehlt makroskopisch erkennbarer Quarz oft vollständig. Der ganze Habitus der Gesteine aber schließt sich mehr an die Quarzporphyre an, mit welchen sie durch alle Übergänge verbunden sind. Unter den Einsprenglingen der Porphyrite herrschen im allgemeinen nicht allzu große Individuen von Plagioklas vor, welche in den kieselsäurereicheren Vorkommnissen mehr gedrungene Formen, daher kurz rechteckige Durchschnitte aufweisen (Fig. 50), in



Fig. 50. Quarzporphyrit mit isometrischen Plagioklaseinsprenglingen. St Raphaël, Estérel, Frankreich.



Fig. 51. Labradorporphyrit mit tafligem Plagioklas. Elbingerode, Harz.

den Labradorporphyriten aber taflig sind und im Querschnitt schmale Leisten ergeben (Fig. 51). Neben denselben, und zwar meist in größeren Mengen als in den entsprechenden Orthoklasgesteinen, erkennt man Hornblende, Biotit oder Pyroxen, nicht selten in stark umgewandeltem Zustand. Die Mengenverhältnisse der Einsprenglinge zu der bald kompakten bald mehr tonigen Grundmasse sind sehr wechselnd; in dem Dioritporphyrit nahestehenden Gesteinen bringt das Hervortreten der Einsprenglinge öfters einen scheinbar körnigen Habitus hervor, andere sind fast ganz gleichmäßig dichte Aphanite. Auch blasige Formen, meist in Mandelsteine verändert, finden sich, Amygdalophyr (griech. amygdale, Mandel).

Demgegenüber steht die frische Beschaffenheit der Quarzandesite oder Dazite (lat. Dacia, Siebenbürgen) und der quarzfreien Andesite. Erstere zeigen die verschiedenen Formen der Liparite, von denen sie makroskopisch oft gar nicht zu unterscheiden sind. Die Andesite, welche die Äquivalente der ganzen Reihe vom Diorit zum Gabbro umfassen, sind dementsprechend auch in ihrem äußeren Habitus sehr wechselnd. Lichte, graue oder bräunliche Gesteine auf der einen Seite, von den Trachyten nur unterschieden durch das etwas stärkere Hervortreten des dunkeln Minerals unter den Einsprenglingen, schwarze, äußerlich trappähnliche Gebilde auf der andern, in denen aber immer noch Einsprenglinge von Plagioklas eine Rolle spielen, begrenzen die Reihe der Andesite. Der frische Bruch der Grundmasse, welche einerseits nicht die Rauheit des Trachyts, anderseits nicht die Splittrigkeit des Basalts erreicht, ist ebenso bezeichnend wie die unveränderte Beschaffenheit der Einsprenglinge, unter welchen der äußerlich sanidinähnliche Plagioklas vorherrscht. Als dunkles Mineral erkennt man auch hier Hornblende, Biotit resp. Pyroxen. Die normalen typischen Andesite stehen an zahlreichen Orten aber wieder mit stark veränderten Bildungen in Verbindung, welche rein petrographisch betrachtet den Charakter der Porphyrite an sich tragen. Unter diesen ist besonders jene Fazies bemerkenswert, welche in der Nachbarschaft der Gänge einer charakteristischen Goldsilberformation sich einzustellen pflegt, wobei das Nebengestein weitgehend mit Kies imprägniert und zu Grünstein geworden ist. Man bezeichnet diese pathologische Fazies des Andesits als Propylit (griech. propylai, Vorhalle) oder Grünsteintrachyt.

Die Andesite und Porphyrite sind in ihrem äußeren Habitus sehr wechselnde Gesteine; die makroskopische und häufig auch die mikroskopische Unterscheidung der sauren quarzhaltigen Glieder von den entsprechenden Orthoklasgesteinen ist im allgemeinen sehr schwierig, und die quarzfreien bilden eine Reihe von den kieselsäurereichsten Trachytandesiten (Gauteit), deren äußere Erscheinungsform jene der Trachyte ist, durch intermediäre Glieder (Aleutit) bis zu den schwarzen, dem Trapp nahestehenden „Andesitbasalten“ (Alboranit), in denen der andesitische Charakter äußerlich gegenüber dem Melaphyr nur noch durch das Hervortreten der Feldspateinsprenglinge gewahrt ist.

Glasige Ausbildungsformen von Porphyriten und Andesiten sind aus zahlreichen Gebieten bekannt; man nennt sie auch Vitrophyrite resp. Hyalodazite, Hyaloandesite etc. Sie gehören bald zum Pechstein (schwarzer Pechstein von *Meißen*, unterster Teil eines Quarzporphyritstroms; *Lugano*), bald zum Obsidian, Perlit und Bimsstein *(Ecuador)*; im äußeren Habitus ähneln sie den Gläsern der Liparite, nur sind dunkle Farben noch häufiger. Man trifft sie in weiterer Verbreitung bei den kieselsäurereichen Typen als bei den eigentlichen Andesiten, welch letztere vielmehr zu schlackiger Ausbildung neigen, die man im allgemeinen als Lava bezeichnet. Auch sonst sind kavernöse Gesteine, namentlich unter den Daziten und trachytischen Andesiten verbreitet, deren löcherige Beschaffenheit durch eigenartige, besonders die größeren Einsprenglinge umgebende, unregelmäßig umgrenzte Schrumpfungsräume hervorgebracht wird, welche häufig durch Fumarolen weiter ausgenagt wurden, wobei die Einsprenglinge stark korrodiert sind und auch Neubildung von Mineralien, namentlich von Tridymit, Fayalit, Hypersthen etc., stattgefunden hat.

Was das spezifische Gewicht betrifft, so ist dieses bei den quarzführenden Gliedern jenem der Liparite genähert ca 2,5; bei den gewöhnlichen Porphyriten und Andesiten wechselt es zwischen 2,6 und 2,75 und geht bei den basischen bis zu 2,8 und 2,9 in die Höhe, wobei im allgemeinen die Porphyrite um ein geringes schwerer sind als die frischen Andesite. In glasreichen Gesteinen sinkt das Gewicht bis ca 2,3 herab.

In jeder Gruppe zeigen die hornblende- resp. biotitführenden Glieder in der Hauptsache lichtere Farben, die Pyroxen enthaltenden sind häufiger dunkel, aber es gibt auch eigentlich trachytische Pyroxenandesite, während in den basischen Gliedern Hornblende oder Biotit im allgemeinen nur akzessorisch auftreten. Die weitere Einteilung der Porphyrite und Andesite erfolgt im allgemeinen durch Hervorhebung des basischen Minerals, welches makroskopisch erkennbar ist. Die meist lichter gefärbten Hornblende- resp. Glimmerandesite und -porphyrite stehen den gewöhnlich dunkleren Enstatit-, Hypersthen-, Diallag- und Augitandesiten resp. -porphyriten gegenüber. Dabei umfaßt der Name Augitporphyrit, welcher in der Geologie für alle Plagioklasgesteine gebraucht wird, in welchen Augit in mehr oder minder deutlichen Einsprenglingen hervortritt, die allermannigfaltigsten Gesteine, von solchen, welche den Quarzporphyriten sehr nahe stehen, bis zu den porphyrisch ausgebildeten Melaphyren, welch letztere aber zweckmäßig von den eigentlichen Porphyriten geschieden werden. Ferner unterscheidet man Uralitporphyrite, deren Pyroxen zu Hornblende geworden ist, und der Name der Labradorporphyrite, welche in der Hauptsache zu den Augitporphyriten gehören, hebt die den äußeren Habitus besonders bestimmenden tafligen Labradoreinsprenglinge hervor. Auch die Hornblende tritt häufiger in nadligen Individuen schon makroskopisch hervor und bedingt einen eigenartigen Habitus der Gesteine, welchen Gümbel mit dem Namen Nadeldiorit zu treffen glaubte. Hierher gehören die Vintlite von *Vintl* und die Suldenite von *Sulden* in Tirol, beides graue, andesitartige Porphyrite mit nicht geringem Gehalt an Orthoklas, die daher in die Gefolgschaft der Tonalite und Monzonite gehören.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Der Hauptbestandteil der Porphyrite und Andesite ist ein Plagioklas,

der allenthalben in zwei Generationen auftritt. Die Einsprenglinge stehen in ihrer Zusammensetzung im allgemeinen zwischen Andesin und Labrador, letzterer herrscht in den Labradorporphyriten. Zonarer Aufbau ist ungemein verbreitet, und oft besteht ein Kristall aus einer großen Menge von Schalen, die gewöhnlich nach außen zu kalkärmer werden; bei der Umwandlung tritt dieser Aufbau in dem verschiedenen Grad der Angreifbarkeit noch deutlicher hervor, und die Umwandlung geht vom Kern zum Rande hin vor sich. Auch die namentlich in glasreichen Vorkommnissen oft massenhaft vorhandenen Einschlüsse von dunklem Glas oder von Schlacke ordnen sich gerne zonar an. Die meist nach der Längsachse prismatischen Mikrolithe der Grundmasse gehören einem kalkärmeren Feldspat an, etwa wie die äußeren Hüllen der Einsprenglinge, und sind häufig Oligoklas; sie sind gewöhnlich nicht zonar und erscheinen im Dünnschliff als schmale, wenig lamellierte, selten fluidal angeordnete Leisten, die in zahlreichen Gesteinen von kurzrektangulären Durchschnitten begleitet werden, die nicht lamelliert und vielleicht Orthoklas sind. Gewöhnlich ist der Feldspat der Grundmasse ziemlich frisch.

Verhältnismäßig selten sind die beiden Endglieder der Plagioklasreihe; so enthält der basische Matrait den Anorthit. Lokal finden sich, aber nur in stark umgewandelten Gesteinen, auch Einsprenglinge von getrübtem Albit, Albitporphyrit, dessen Gegenwart namentlich von den Franzosen einer sekundären Entkalkung (décalcification) des ursprünglich vorhandenen Natronkalkfeldspats zugeschrieben wird.

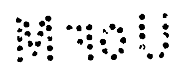
Die Plagioklaseinsprenglinge, unter welchen sich namentlich die tafligen Formen des Labradors charakteristisch gegenüber den mehr isometrischen der saureren Plagioklase abheben, haben in den Andesiten häufig sanidinähnlichen Habitus; in den Porphyriten sind sie matt und trübe durch Bildung glimmeriger Aggregate, neben welchen häufig etwas Chlorit und Kalkspat zur Abscheidung kam. Auch Saussuritbildung findet sich, wobei nicht nur die größeren Feldspatkristalle in die meist lichtgrünen, dichten Aggregate umgewandelt sind, sondern auch die ganze Grundmasse sich mit Klinozoisit etc. anfüllt und eine zähe, dichte Beschaffenheit annimmt, so namentlich in dem grünen porfido verde antico von *Marathonisi* im Peloponnes. Auch der rote porfido rosso antico ist in beginnender Saussuritisierung begriffen, wobei manganhaltige Epidotmineralien die Ursache der Färbung darstellen. Umwandlung in Opal (*Vörösvagas* bei Eperies) und in Kalkspat sind lokale Erscheinungen; beide Mineralien imprägnieren öfter das ganze Gestein; ebenso lokal und meist nur in untergeordneten Massen ist die Umwandlung in Kaolin.

Wo Quarz auftritt, erscheint er wie im Quarzporphyr; besonders häufig ist er nur in der Grundmasse vorhanden, teils als primäres Ausscheidungsprodukt aus dem Schmelzfluß, teils durch sekundäre Entglasung eines kiesel-

säurereichen Glases entstanden und dann in unregelmäßig körnigen Aggregaten. In den basischen Gesteinen der Reihe ist Quarz in gerundeten Körnern häufig ein fremder, dem Nebengestein entnommener Bestandteil. Orthoklas als Bestandteil der Grundmasse ist in gewissen Gruppen, namentlich den Tonalit- und Monzonitporphyriten, weit verbreitet, als Einsprengling ist er selten. Die Grundmasse der tonalitischen Töllite von *Meran*, weche auch makroskopisch einen recht körnigen Habitus zeigen, ist eigentlicher Mikropegmatit. Im übrigen haben die Orthoklas führenden Porphyrite äußerlich keine besondern Kennzeichen.

In Gesteinen mit rein körniger Grundmasse, welche den Dioritporphyriten genähert sind, trifft man braungrüne Hornblende und Biotit sowohl in Einsprenglingen als auch in der Grundmasse. In Gesteinen mit untergeordneter glasiger Basis fehlen sie in der Grundmasse ganz, und die Einsprenglinge von Hornblende sind im Dünnschliff gelbbraun bis dunkelbraun, makroskopisch vom Aussehen der basaltischen Hornblende. Dann zeigen beide Mineralien die mannigfachsten Erscheinungen magmatischer Resorption; nur in vorherrschend glasigen Gesteinen ist die Hornblende manchmal grün und nicht resorbiert. In zahlreichen Porphyriten beobachtet man an ihrer Stelle überhaupt nur noch Erzflecken, welche öfter etwas Augit, auch Kalkspat etc. enthalten. Sekundär aus Augit hervorgegangen ist der grüne, faserige Uralit, Uralitporphyrit.

Von Pyroxenen trifft man seltener Bronzit (auch fälschlich Enstatit genannt) und Hypersthen, letzteren meist deutlich pleochroitisch, sowohl in Einsprenglingen als, wenn auch seltener, in der Grundmasse (*Cantal*, Frankreich). Seine gedrungenen Prismen sind gerundet, oft wie angeschmolzen und namentlich in glasreichen Andesiten reich an Glaseinschlüssen von meist recht lichter Farbe im Gegensatz zu den dunkeln in den Plagioklasen derselben Gesteine. Die Umwandlung in parallelschuppige Serpentinaggregate findet sich im Bastitporphyrit. Häufiger ist monokliner Pyroxen neben dem rhombischen, nicht selten auch für sich allein vorhanden, im allgemeinen makroskopisch schwarz und nur in den lichteren Gesteinen mit bloßem Auge deutlich erkennbar; im Dünnschliff wird er lichtgrün durchsichtig und manchmal pleochroitisch; auch diallagähnliche Ausbildung findet sich. Als randliche Umwachsung, auch als Durchwachsung durch Hypersthen trifft man ihn nicht zu selten. Die Umgrenzung der kurzprismatischen Einsprenglinge ist oft eine recht vollkommene. In der Grundmasse bildet er überhaupt den häu-



figsten dunkeln Silikatgemengteil und ersetzt in den effusiven Typen in kleinen, fast farblos durchsichtigen Körnchen die übrigen Bisilikate.

Die Beschaffenheit der Grundmasse ist äußerst wechselnd. Bei den quarzhaltigen Gliedern findet man alle Formen der Grundmasse der Quarzporphyre, von der mikrogranitischen, welche in den dioritporphyritähnlichen Gesteinen vorherrscht, durch die selteneren mikropegmatitischen zum Mikrofelsit und zur sphärolitischen Ausbildung, welch letztere namentlich beim Dazit vorkommt. In den quarzfreien schließt sich die Beschaffenheit der Grundmasse zunächst an die Mikrodiorite an. In den Andesiten ist in den sauern Gliedern noch öfter trachytische Struktur vorhanden; am häufigsten aber bildet die Grundmasse einen Filz von Mikrolithen, vorherrschend von Plagioklas mit untergeordnetem Pyroxen, durch kleine Magneteisenkörner bestäubt, pilotaxitische Struktur, oft von einem feinen, meist sehr schwer erkennbaren Netz von farblosem Glas durchtränkt, hyalopilitische Struktur (Fig. 52). Andere sind ziemlich glasreich, wie die als Nonesit (*Nonsberg* in Südtirol) bezeichneten Hypersthenandesite. Wo das Glas in größerer Menge auftritt, ist es erfüllt von mannigfachen dunkeln Kristallen oder an sich bräunlich, öfter auch mit ausgesprochener Fluidalstruktur (*Recoaro* in den Monti Lessini). In manchen Andesiten beobachtet man, daß dunkle Silikate in der glasreichen Grundmasse überhaupt fehlen; ferner kennt man graue, andesitische Pechsteine, welche nur Einsprenglinge von Bronzit aufweisen (Sanukit, *Sanuki*, Japan, oder Boninit, *Bonin-Inseln*). Die glasige Basis ist namentlich in den Porphyriten oft sekundär zu körnigen Aggregaten umgewandelt, in welchen die kristallitischen Bildungen manchmal erhalten sind. In gewissen Labradorporphyriten, welche z. B. in den *Vogesen* in Decken auftreten, und sonstigen analogen, ziemlich basischen Gesteinen der Reihe endlich findet man eine deutliche Hinneigung zur ophitischen resp. Intersertalstruktur der Diabase und Melaphyre.



Fig. 52. Hyalopilitische Struktur, Porphyrit. Weiselberg a. d. Nahe.

Von akzessorischen Mineralien sind Apatit, oft gefärbt und dann pleochroitisch, und Zirkon weit verbreitet. Titanit findet man namentlich in den hornblende- und biotitführenden Gliedern. Nicht selten ist auch der Orthit. Magneteisen ist allenthalben als Bestandteil der Grundmasse vorhanden, seltener ist Titaneisen, das auch in glimmerartiger Ausbildung auftritt. Schwefelkies ist wohl stets sekundär und an die Grünsteine gebunden. Auch der Eisenglanz, welcher namentlich als rotes Pigment gewisser Porphyrite *(Altai)* auftritt, dürfte sekundärer Entstehung sein. Olivin findet sich in den basischen Gliedern (Karmeloit) als akzessorisches Mineral,

in den älteren Gesteinen oft in Kalkspat und Serpentin umgewandelt, in den jüngeren als Hyalosiderit entwickelt oder in skelettartigen Formen, so namentlich in den trappähnlichen Andesiten der *Auvergne* (labradorite[1] der Franzosen). Granat in gerundeten Ikositetraedern (*Visegrád* in Ungarn), Kordierit in Prismen und Drillingen, in den Andesiten lebhaft blau gefärbt (*Cabo de Gata*, Spanien), in den Porphyriten zu Pinit geworden, sind nicht seltene, durch Auflösung des Nebengesteins entstandene Gemengteile; Saphir, wohl ähnlicher Entstehung, findet sich in größeren Kristallen in einem Andesit im *Missourital* in Montana. Hauyn ist in gewissen zu den Tephriten neigenden Hauynandesiten *(Montdore)* ein gleichmäßig verbreiteter, oft schon makroskopisch in blauen Körnern erkennbarer Gemengteil. Der Tridymit ist wohl stets sekundär.

Absonderungserscheinungen sind nicht allzu selten; durch fluidale Anordnung von Biotit- oder Labradortafeln kann eine plattige Spaltbarkeit bedingt sein, häufiger aber ist die plattige Beschaffenheit eine Kontraktionserscheinung (Fig. 53); außerdem trifft man hin und wieder säulige Absonderung, oft mit eigentümlich kugelschaliger Verwitterung. Einschlüsse von zweierlei Art kommen vor, wenn auch keineswegs in der Verbreitung wie bei den Basalten: solche von körnigen, gabbroähnlichen Gesteinen, mit dem Anorthit nahestehendem Plagioklas und meist drusiger Struktur, welche nur als Urausscheidungen gedeutet werden können; in ihren Drusen finden sich Plagioklas und Pyroxen oft in größeren prächtigen Kristallen. Andere sind unzweifelhaft fremde Gesteine, die beim Aufdringen des Schmelzflusses losgerissen und mannigfach umgewandelt wurden. So trifft man Einschlüsse und Auswürflinge vom Charakter des normalen Tiefengesteinskontaktes, körnige Aggregate von Kordierit, Andalusit, Sillimanit, Spinell, Granat, Korund etc., oder Bildungen, welche man am besten als gefrittet bezeichnet, Sandsteine, oft mit Neubildungen von Tridymit und Kordierit, Tone, halbgeschmolzene Granite etc.



Fig. 53. Absonderung in steilstehende Platten. Andesit von Büdös, Komitat Háromszék, Ungarn. (Phot. Prof. Dr Schafarzik.)

Chemische Beschaffenheit. In chemischer Beziehung schließen sich die Porphyrite und Andesite an die Diorite und Gabbro an, unterscheiden sich von

[1] Der Name Labradorit wird andernteils auch zur Bezeichnung des Minerals Labrador und der Labradorfelse angewendet.

diesen aber im allgemeinen durch einen etwas aplitartigen Charakter, der sich namentlich in dem Vorwiegen eines nicht allzu basischen Plagioklases ausspricht. Man kann auch auf Grund der chemischen Verhältnisse Andesit und Porphyrit nicht trennen. Bemerkenswert ist ein allenthalben vorhandener, oft nicht unbedeutender Kaligehalt in diesen Plagioklasgesteinen, welcher auch in den basischen Labradorporphyriten hervortritt; ferner die weite Verbreitung von Übergängen in alle möglichen Gesteinsgruppen, von welchen jene in die Orthoklasgesteine wie in die Basalte schon erwähnt wurden. Auch Übergänge in die granitischen Lamprophyre trifft man unter den älteren wie den jüngeren; hierher gehört z. B. der stark zersetzte Kuselit (*Kusel*, Rheinpfalz). Auch der hornblendereiche Isenit (Fluß *Ise* im Westerwald) und der grünsteinartige Ortlerit (*Ortler*, Südtirol) mit seinen Einsprenglingen von Augit und Hornblende neigen entschieden zu den Lamprophyren. Auf die Beziehungen zum Trachyt einerseits wie zum Trapp anderseits wurde schon hingewiesen. Der Übergang in die Natrongesteine, speziell die Phonolithe, wird vermittelt durch die Hauynandesite und die sich daran anschließenden Tephrite.

Vorkommen und geologisches Alter. Porphyrite und Andesite bilden im allgemeinen keine bedeutenden Massive, sind aber in kleineren Vorkommnissen ungemein verbreitete Gesteine. Den Dioritporphyriten nahestehende Gesteine trifft man hin und wieder in kleinen Stöcken (*Recoaro* in den Monti Lessini, *Quenast* in Belgien); sie haben meist grünsteinartigen Charakter, nur selten sind es noch frische Andesite wie in den tertiären Lakkolithen der *Henry Mountains* in Utah. Kleine Lager und Gänge mit Gesteinen ähnlicher Beschaffenheit trifft man verbreitet in *Südtirol;* hierher gehören z. B. die als Ortlerit bezeichneten Hornblendeporphyrite, während die grauen Suldenite (*Sulden* am Ortler) und ebenso die Vintlite (*Vintl* im Pustertal) resp. Nadeldiorite mehr den Habitus von Hornblendeandesiten an sich tragen. Porphyritgänge von bedeutender Ausdehnung kennt man im Granit der *Lausitz.*

Bei den eigentlich effusiven Typen, die vorherrschend in Form von Decken und Strömen, meist in Begleitung massenhafter Tuffe auftreten, ist der Grünsteinhabitus verhältnismäßig selten, am besten noch ausgeprägt bei den Uralitporphyriten. Die unfrischen Gesteine zeigen vielmehr vorherrschend braune bis rote Farben. Eine ausgedehnte Decke (11 $\times$ 3 km) teils von Hornblende-, teils von Glimmerporphyrit lagert zwischen *Potschappel* und *Wilsdruff* in Sachsen; ähnliches trifft man bei *Ilefeld* im Harz und an andern Orten. Berühmt ist die 400—500 m mächtige Porphyritdecke von *Lugano* („schwarzer Porphyr“).

Die meisten europäischen Porphyrite gehören ins Permokarbon; jünger, und zwar postkretazeisch sind jene der Pyrenäen.

Dazite und Andesite trifft man in ausgedehnten Massen in *Ungarn* und *Siebenbürgen* sowie in den *Anden,* wo die allerverschiedensten Glieder der Reihe miteinander vergesellschaftet und mit Liparit und Trachyt resp. auch mit Basalt zusammen vorkommen. In Ungarn haben sie öfter auch die Form eigentlicher Kuppen, während, abgesehen von den rezenten Andesitvulkanen, die Ströme wohl am schönsten an den Puys der *Auvergne* erhalten sind. Unter den Eruptionsprodukten der rezenten Vulkane sind besonders die basischen Pyroxenandesite ungemein weit verbreitet *(Krakatao, Philippinen, Santorin, Liparen)*; seltener sind rezente trachytische Andesite *(Behringsee).*

Verwitterung und Zersetzung. Bei der Einwirkung der Atmosphärilien tritt unter Abscheidung von Rost häufig eine schalige Verwitterung hervor, und das Gestein zerfällt zu einem meist dunkelbraunen Grus. Doch sind in unserem Klima Andesite und Porphyrite ziemlich widerstandsfähige Gesteine. Besonders haltbar sind einesteils diejenigen Porphyrite, welche teilweise oder ganz saussuritisiert sind, anderntheils die sehr kompakten basaltartigen Pyroxenandesite. Leichter verfallen die trachytähnlichen Dazite und Andesite ebenso wie die braunen oder rotbraunen Porphyrite der Verwitterung, und am vollkommensten und oft in bedeutenden Tiefen werden diejenigen Grünsteinporphyre und Propylite zerstört, welche einen höheren Gehalt an Schwefelkies haben, weil dort die Auflockerung des ganzen Gesteins unterstützt wird von der energischen Wirkung der neugebildeten Schwefelsäure. Wenn solche Gebiete nicht bergbaulich aufgeschlossen sind, so ist es oft schwer, noch deutlich erkennbare Gesteinsproben zu erhalten.

Ungemein mannigfaltig sind die Wirkungen postvulkanischer Prozesse: die Kaolinisierung *(Thüringen),* die Saussuritisierung, ferner die Bildung von Uralit und von Grünstein überhaupt. Ebenso gehört zweifellos in dieselbe Gruppe die ausgedehnte Imprägnation mit Quarz oder mit Opal, Epidot, mit Zeolithen etc., endlich die Entstehung zerfressener, ausgenagter Gesteine, auf deren Hohlräumen neue Mineralien sich angesiedelt haben, z. B. Tridymit, Pseudobrookit, Eisenglanz, Hornblende, Augit etc.

Besonders wichtig für die chemische Geologie ist die Bildung der Propylite, welche in den meisten Fällen mit Andesiten und Daziten (Quarzpropylit) im Zusammenhang stehen. Sie wurden von manchen Seiten als

selbständige Gesteinstypen angesehen, welche den älteren Porphyriten in ihrem Habitus näher stehen als den jungen Andesiten, und man glaubte in ihnen verhältnismäßig alte, die jüngere vulkanische Periode eröffnende Eruptionen sehen zu müssen. Solche Gesteine trifft man besonders in Verbindung mit Goldsilbergängen, welche man daher als propylitische Goldsilberformation bezeichnet hat. Propylite sind grüne Gesteine, welche in ihren frischesten Varietäten an die grünsteinähnlichen Porphyrite erinnern, meist aber viel intensiver umgewandelt sind. Die Hauptunterscheidungsmerkmale gegenüber von Andesit sollen in dem Auftreten einer grünen Hornblende auch in der Grundmasse der Gesteine, dem Fehlen von Korrosionsrändern an derselben, dem Mangel von Glas in der Grundmasse sowohl als in Form von Einschlüssen in den einzelnen Mineralien etc. gegeben sein.

Daß dieser Unterschied nicht in der primären Beschaffenheit der Gesteine begründet ist, zeigt z. B. aufs klarste ein Studium der petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Schemnitz in Ungarn, wie sie in Fig. 54 zum Ausdruck kommen. Hier findet man, daß stets mit der Annäherung an die Erzgänge der an sich frische, schwarze Pyroxenandesit grünlich wird, mehr und mehr seine Frische verliert, sich mit Schwefelkies belädt und schließlich in ein mattes, wenig festes, tonig riechendes, graugrünes Gestein, ja selbst in Aggregate von Kaolin übergeht. In diesen Gesteinen sind die Feldspate zu schuppigen Aggregaten geworden; die glasige Basis ist natürlich völlig zerstört, der Pyroxen ist zu Uralit und dieser schließlich zu Chlorit umgewandelt, welch letzterer zusammen mit Kalkspat das ganze Gestein imprägniert. Der Propylit stellt hier wie an sonstigen Orten nur eine pathologische Fazies von Andesit dar, deren Bildung im Zusammenhang steht mit den erzbringenden Thermen. Er kann also nicht vom Andesit getrennt werden.

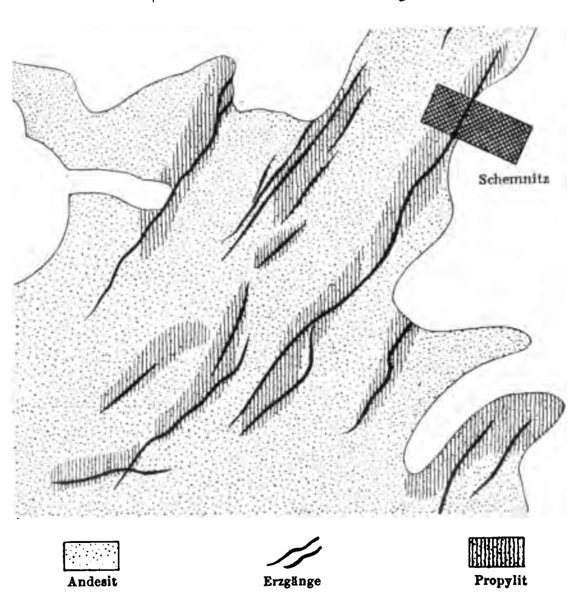


Fig. 54. Kartenskizze der Umgebung von Schemnitz in Ungarn.

Die Einwirkung des Gebirgsdrucks während der Gesteinsverfestigung ist noch nicht studiert; auch über die Umwandlung der Gesteine durch rein mechanische Prozesse liegen wenig exakte Betrachtungen vor. So erscheinen zertrümmerte Porphyrite in der *Lausitz,* von Quarz- und Chlorittrümmern durchsetzt, mit deutlich erhaltenen, wenn auch stark gepreßten schaligen

Resten des ursprünglichen Porphyrits. Aus *Finland* wird der allmähliche Übergang effusiver Uralitporphyrite und deren Tuffe in Grünschiefer beschrieben, wobei sich neugebildete Hornblende der Schieferung parallel legt, die linsenförmig zerdrückten Plagioklase zu serizitischen Lagen auseinandergezogen werden und ähnliche Deformationen den Uralit treffen; Reste des ursprünglichen Gesteins sind dabei nicht übrig geblieben.

Dagegen kann man kontaktmetamorphe Veränderungen hierher gehöriger Gesteine durch bedeutendere Massen von Tiefengesteinen, namentlich von Granit, in ungemein weiter Verbreitung und oft in vorzüglichster Ausbildung studieren; diese werden in einem späteren Kapitel beschrieben werden.

Trapp, Diabas und Melaphyr.

Makroskopische Beschaffenheit. Als Trapp sind hier schwarzbraune bis rein schwarze Gesteine zusammengefaßt, welche ebenso selten grobkörnig als dicht sind und dann gewöhnlich als Dolerit (griech. doleros, trügerisch) resp. als Basalt (griech. basanos, Probierstein) bezeichnet wurden. Meist lassen sie bei noch deutlich kristallinischem Bruch die einzelnen Bestandteile makroskopisch nicht mehr erkennen. Gegenüber von feinkörnigem Gabbro, speziell dem Trappgranulit, ist makroskopisch kein Unterschied bemerkbar; gegenüber vom Basalt im hier angenommenen engeren Sinne (vgl. S. 12) beobachtet man das Zurücktreten der Porphyrstruktur und den deutlich kristallinischen Bruch des Gesteins, welcher schon früh auffiel und in Deutschland speziell für die posttertiären Glieder zu dem Namen Anamesit (griech. anamesos, in der Mitte, nämlich zwischen Basalt und Dolerit) Anlaß gab. In den deutlich porphyrisch ausgebildeten Gesteinen, den Melaphyren (griech. melas, schwarz), nähert sich der dichte Bruch der Grundmasse öfter mehr jenem der Basalte. Trotzdem sind auch hier genügend Unterscheidungsmerkmale vorhanden, um die Abtrennung durchzuführen, welche übrigens bei diesen basischen Gesteinen ebensowenig wie bei allen andern in den Altersbeziehungen gesucht werden dürfen.

Trapp und Melaphyr sind die frischen, unzersetzten Gesteine, deren Grünsteine als Diabas (griech. diabasis, Übergang), Trappgrünstein resp. Diabasporphyrit bezeichnet werden, wobei mit der Grünsteinbildung gleichzeitig häufig der Farbenkontrast der lichten und der dunkeln Bestandteile deutlich hervortritt und die in frischem Zustand gleichmäßig schwarzen Gesteine zu graulichgrünen bis dunkelgrünen Bildungen werden, in welchen bei einigermaßen erheblicher Korngröße die ophitische Struktur

namentlich auf polierten Flächen schon makroskopisch deutlich ist (Fig. 3 auf Tafel II). Gleichzeitig, und zwar konstant, tritt Schwefelkies als akzessorischer Gemengteil ein, der dem frischen Gestein fehlt.

Auch die Diabase sind dem Trapp entsprechend nur selten grobkörnig — hierher gehören einige Vorkommnisse der *Lausitz* — und wurden dann wohl auch als Gabbrodiabas bezeichnet; ebenso selten sind sie dicht, Diabasaphanit.

Entsprechend dem basischen Gesteinscharakter und dem hohen Erzgehalt sind Trapp und Melaphyr spezifisch sehr schwer, um 3,0; die veränderten Diabase und Diabasporphyrite pflegen um weniges leichter zu sein. Die Melaphyre zeigen in frischem Zustand eine ziemlich dichte schwarze Grundmasse, aus welcher sich nur selten Einsprenglinge von Feldspat abheben, Navit *(Nahetal)*; häufig erkennt man mit bloßem Auge nur größere Individuen von schwarzem Augit, Augitporphyrit zum Teil, Augitophyr (*Seiser Alpe* in Südtirol), oder die porphyrische Struktur ist überhaupt recht wenig deutlich, und nur einzelne mehr oder weniger umgewandelte Individuen von Olivin sind makroskopisch kenntlich. Schlackige und blasige Formen, Lava, welche im übrigen auch beim Trapp äußerst verbreitet sind, trifft man hier in mannigfacher Ausbildung, wobei die aufsteigenden Blasenzüge selbst eine zylindrische Absonderung des Gesteins bewirken können.

Besonders häufig sind die Blasenräume sekundär durch Achat und Amethyst, durch Kalkspat, Zeolithe etc. ausgefüllt, und die Melaphyrmandelsteine (Fig. 55), deren zonar aufgebaute Mandeln die bekanntesten Fundorte für Achat darstellen (Fig. 56, S. 108), sind außerordentlich charakteristisch. Die einzelnen Mandeln erreichen dabei öfter einen Durchmesser von über $^1/_2$ *m (Uruguay).* Manche Mandelsteine haben die frische Beschaffenheit der Grundmasse bewahrt (*Trio dalle Palle*, Fassatal), in den meisten Fällen aber ist das Gestein matt und tonsteinartig geworden und zu einer wenig festen, graulich- bis rötlichbraunen Wacke umgewandelt. Bemerkenswert ist, daß diese Mannigfaltigkeit der Mandelausfüllung bei den Grünsteinen fehlt, ebenso wie hier auch die einzelnen Mandeln meist geringe Größe haben. Diabasmandelsteine sind fast

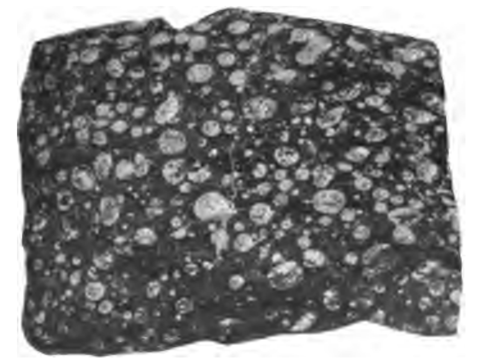


Fig. 55. Melaphyrmandelstein, Oberstein a. N.

stets von Kalkspat erfüllt, werden daher auch als Kalkdiabas resp. Kalktrapp bezeichnet. Auf dieselben Gesteine beziehen sich die Namen Spilit und variolite du Drac (lat. variolae, Blattern). Als Variolite schlechtweg, Blatterstein oder Perldiabas werden dagegen im allgemeinen die variolites de la Durance bezeichnet, aus deren dunkelgrüner Grundmasse sich meist lichter gefärbte, etwa erbsengroße, primäre Sphärolithe abheben, welche gegenüber dem Hauptgestein durch größere Härte sich auszeichnen und namentlich auf Geröllen erhaben hervortreten.



Fig. 56. Achatmandel mit Zufuhrkanal. Oberstein a. N.

Die Grünsteine gehen häufig in Grünschiefer über, Flaserdiabas, Diabasschiefer, in welchen die Struktur mehr oder minder vollkommen verwischt wird; es bedarf oft großer Aufmerksamkeit, um die Spuren derselben noch zu erkennen.

So häufig die schlackigen Formen dieser basischen Eruptivgesteine sind, so selten sind hier Gläser; ganz abgesehen davon, daß in den weitgehend veränderten Diabasen die glasige Substanz überhaupt zerstört zu sein pflegt, trifft man auch bei frischem Trapp und Melaphyr Pechstein und Obsidian nur ganz lokal. Es sind dann schwarze, schwere Gläser, welche bald als Salband von Gängen, wie der Sordawalit und Wichtisit (*Sordawala* und *Wichtis* in Finland), bald als Auswürflinge, wie der Tachylit (griech. tachys, schnell) und Hyalomelan (griech. hyalos, Glas; melas, schwarz) des *Vogelsberges,* auftreten. Auf *Hawaii* endlich finden sich braune, glaswolleähnliche Gebilde, welche hierher gehören und die man als Peles Haar bezeichnet.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Der basische Charakter der hier betrachteten Gesteine tritt in der Menge des dunkeln Minerals wie der Erzbestandteile deutlich hervor. Der Augit wird zum wichtigsten Gesteinsgemengteil und ist makroskopisch in frischem Zustand schwarz, mit nicht sehr vollkommener Spaltbarkeit; nur als Einsprengling zeigt er Kristallform, welche kurzprismatisch ist (*Bufaure* im Fassatal). Sonst ist er das letzte Ausscheidungsprodukt und bildet eine Zwischenklemmungsmasse in regellosen, oft auf weitere Entfernungen einheitlichen Körnern, welche von Plagioklasleisten durchschnitten werden, ophitische Struktur (Fig. 57). Mit dem weiteren Zurücktreten des Feldspats nimmt auch der Augit wieder deutlichere Kristallform an, so in den plagioklasarmen Pikriten

(Hessen). Tritt etwas glasige Basis hinzu, so erfüllt diese besonders die eckigen Zwickel zwischen den Feldspatleisten, intersertale Struktur (Fig. 58). Mikrolithische Bildung von Augit ist selten und tritt namentlich in glasreichen Melaphyren auf.



Fig. 57. Ophitische Struktur, Trapp, Insel Arran, Schottland.

Fig. 58. Intersertalstruktur. Melaphyr, Meißner, Hessen. (Nach Prof. Dr F. Berwerth.)

Im Dünnschliff ist das Mineral gewöhnlich ganz licht bräunlich und ohne Pleochroismus. Neben demselben trifft man im Salitdiabas noch einen besser kristallisierten, völlig farblosen, monoklinen Pyroxen; ähnliches erscheint auch in den feldspatreicheren Abarten, z. B. dem Leukophyr.

Rhombischer Pyroxen ist im Trapp (eisenführender „Bronzitbasalt“, *Grönland*), im Enstatitdiabas *(Carnarvonshire)* und Melaphyr, Palatinit *(Pfalz)* hin und wieder vorhanden und dann teils frisch teils zu Bastit umgewandelt. Hornblende erscheint in den frischen Gesteinstypen wohl stets als braune basaltische, in kompakten Körnern oder recht vollkommen spaltbaren Kristallen, gewöhnlich von dem hier sonst seltenen Titanit begleitet. In den Diabasen tritt neben der für die Proterobase oder Amphibolobase charakteristischen braunen eine grüne, meist stark faserige uralitische Hornblende auf, Uralitdiabas, Epidiabas oder Epidiorit; in den ziemlich wechselnd zusammengesetzten Ophiten der Pyrenäen trifft man grüne Hornblende auch als kompakten, scharf abgetrennten Rand um den Pyroxen. Selten ist rotbrauner Biotit, der nur akzessorisch auftritt; das, was man als Glimmermelaphyr, mica trap etc. bezeichnet hat, gehört in die Gruppe der äußerlich sehr melaphyrähnlichen Lamprophyre.

Die Grünsteinbildung, welche zu der Fazies der Diabase führt, ist seltener in der Uralitisierung des Pyroxens begründet, häufiger ist die vorherrschende Neubildung von Chlorit, meist neben Epidot und Kalkspat und unter Abscheidung von Titansäuremineralien, wobei dieselben Umwandlungsprodukte auch an Stelle etwa vorhandenen Gesteinsglases treten, was zum Erfolg hat, daß die beiden Typen der intersertalen und der ophitischen

Struktur im Diabas nicht mehr zu unterscheiden sind, d. h. die rein körnige Ausbildung und jene mit glasiger Basis lassen sich überhaupt nicht mehr auseinanderhalten.

Der zweitwichtigste Gemengteil nach dem Augit ist der Plagioklas, nicht gerade häufig in wohlausgebildeten Einsprenglingen, welche durchschnittlich sehr kalkreiche Mischungen darstellen. Wo zwei Generationen auftreten, ist jene der Grundmasse reicher an Natron. Die gewöhnliche Ausbildung der Plagioklase in den in Betracht kommenden Gesteinen ist prismatisch nach der a-Achse oder taflig; die hauptsächlichsten Schnitte sind also leistenförmig und gewöhnlich ohne Zonarstruktur, aber mit deutlicher Zwillingslamellierung. Es treten in dieser Form vorherrschend dem Labrador nahestehende Mischungen auf, doch ist auch Andesin nachgewiesen, letzterer namentlich in den fast mikrolithisch ausgebildeten Plagioklasen der Grundmasse der Melaphyre; auch Anorthit ist lokal vorhanden, Eukrit (griech. eu, gut; krino, trenne). In frischen Gesteinen hat der Feldspat oft Sanidinhabitus, oder er ist, wie in manchem Gabbro, erfüllt von dunklem Staub und dann makroskopisch schwarz. In veränderten Gesteinen ist er matt und trübe und namentlich im Diabas häufig weitgehend umgewandelt und von serizitischen Aggregaten neben Epidot und Kalkspat erfüllt. Es wandern dann wohl auch gerne Chlorit und Hornblende ein, die sein grünliches Aussehen bedingen, oder es entstehen die dichten Aggregate von Saussurit, Saussuritdiabas, durch welche im Dünnschliff häufig neugebildeter, kaum lamellierter Albit hindurchschimmert.

Ferner sind in allen Gesteinen dieser Reihe Erze in nicht unbedeutender Menge vorhanden, bald titanhaltiges Magneteisen, noch häufiger Titaneisen in tafligen, im Melaphyr öfters braun durchsichtigen Kristallen. Die Diabase enthalten an seiner Stelle meist Leukoxen, welcher manchmal deutlich als Anatas oder Titanit, seltener als Rutil bestimmt werden kann. Auf die letzteren Gesteine ist der Gehalt an Schwefelkies beschränkt und ist für sie geradezu charakteristisch.

Olivin, nicht in besonderer Menge, ist ein weit verbreiteter Gemengteil, im Trapp meist in rundlichen Körnern, im Melaphyr, namentlich wenn dieser glasreich ist, in besser ausgebildeten Kristallen, sonst gewöhnlich stark korrodiert. Neben der Serpentinisierung trifft man hier häufiger die Rotfärbung durch Eisenoxyde (Hyalosiderit) oder eine Neubildung von Talk und namentlich von Karbonaten. Olivindiabas ist dagegen viel seltener, in der Hauptsache wohl, weil der Olivin zuerst der Grünsteinbildung verfällt und die in Hornblende (Pilit) resp. in Serpentin umgewandelten Individuen in dem Gemenge der übrigen grünen Mineralien nicht mehr erkannt werden.

Quarz als vermutlich primärer Gemengteil bildet, oft in prächtigen mikropegmatitischen Verwachsungen, die Grundmasse der Quarzdiabase, namentlich im schwedischen Kongadiabas. Häufiger ist er ein fremder, aus dem Nebengestein aufgenommener Bestandteil, welcher bald völlig vom Magma resorbiert und von diesem in ähnlicher Weise wieder ausgeschieden wurde, wie dies bei dem primären der Fall ist, oder in Form gerundeter, von Augit radial umstellter Körner, der Quarzaugen, erhalten blieb, wie solche auch für die Basalte charakteristisch sind. Apatit ist oft in nicht unbeträchtlicher Menge vorhanden, Zirkon überhaupt selten. Etwas Chromeisen trifft man als Einschluß in Olivin, während gediegenes Eisen in feinen Flittern wie in großen Blöcken, begleitet von Graphit, in bronzitreichem Trapp, Eisenbasalt, Grönlands verbreitet ist. Granat ist gleichfalls lokal vorhanden; er soll manchmal zum Pyrop gehören. Eisenglanz trifft man öfter als sekundäre Bildung, so in den Poren des Dolerits von *Londorf* im Vogelsgebirge oder als Adern im dichten Grünstein, Sillit, vom *Sillberg* bei Berchtesgaden.

Orthoklas ist, wenn überhaupt vorhanden, doch jedenfalls sehr selten; eine nicht genügend aufgeklärte Rolle spielt der Nephelin resp. der aus diesem hervorgegangene Analzim, der in den ophitisch struierten Tescheniten (*Teschen* in Mähren) oder Analzimdiabasen eine intersertale Ausfüllung bildet. Für den normalen Trapp resp. Melaphyr ist der Mangel an Nephelin gegenüber von Basalt charakteristisch, und es scheint, als ob diese seltenen nephelinführenden Vorkommnisse auch dem normalen Trapp fremde, an die Plagioklasnephelingesteine sich anschließende Bildungen darstellen, ebenso wie auch lokal die lamprophyrischen Nachschübe der Granite den Charakter von Diabas annehmen *(Lausitz)*. Glas endlich findet sich als letzter Rückstand in porphyrischen wie in nichtporphyrischen Gesteinen, meist in bräunlichen, oft trichitisch etwas entglasten Zwickeln eine eckige Ausfüllungsmasse bildend (vgl. Fig. 58, S. 109). Es ist dabei bemerkenswert, daß hier glasführende Gesteine auftreten, deren Struktur keineswegs porphyrischen Charakter hat, im Gegensatz zu den kieselsäurereicheren Gesteinen, in denen ein Glasgehalt stets nur in echten Porphyren auftritt. Glasreichere Vorkommnisse sind überhaupt selten. Hierher gehört z. B. der fettglänzende Weiselbergit (*Weiselberg* an der Nahe). Der Umwandlung, sei es die rotbraune, tonige Zersetzung, sei es die Grünsteinbildung, erliegt das Glas zuerst; man findet es in den stark veränderten Melaphyrmandelsteinen, welche ursprünglich oft recht glasreich gewesen sein dürften, kaum mehr in Spuren, und im Diabas ist es überhaupt nicht mehr nachweisbar.

Die gewöhnlichsten Strukturformen im Trapp (übereinstimmend damit im Tholeiit und Olivintholeiit des *Saar-Nahegebiets*) sind die ophitische resp. die intersertale, und dasselbe gilt für die Grundmasse der durch echte Porphyrstruktur charakterisierten Melaphyre; im Diabas sind, wie schon bemerkt, beide Formen nicht mehr auseinanderzuhalten. Feldspatreichere Varietäten nehmen die gleichmäßig körnige Gabbrostruktur an, oder sie nähern sich bei porphyrischer Ausbildung den Andesiten,

in welchen in Beziehung auf Struktur wie auf äußeren Habitus alle Übergänge vorhanden sind.

Gegen die Verwitterung sind die kompakten basischen Eruptivgesteine sehr widerstandsfähig; sie lösen sich nur schwierig in meist kugelschalige Brocken von schmutzig rostbrauner Farbe auf, welche man auch als Basaltwacke bezeichnet hat. Sehr viel leichter werden die schlackigen Formen zu ähnlichen Aggregaten umgebildet. Erwähnt soll hier ferner werden die im Trapp des Vogelsgebirges weit verbreitete Umwandlung zu Beauxit, wobei die Struktur in dem rotbraunen, erdigen Material sich häufig vorzüglich erhält. Doch dürfte diese Umbildung, welche man gerne als Analogon zur Lateritbildung (I. Tl S. 82) hingestellt hat, kaum den Atmosphärilien, sondern vielmehr thermalen Prozessen zuzuschreiben sein.

Zwei Absonderungsformen sind bei den hier betrachteten Gesteinen in besonderem Maße verbreitet, die plattige und



Fig. 59. Trappsäulen am Giant's Causeway, Nordirland. (Nach F. Toula.)

namentlich die säulige, welch letztere für den Trapp geradezu charakteristisch ist. Die prächtigen Kolonnaden der Insel *Staffa* und der ganzen Reihe der *großbritannischen Inseln* (Fig. 59), ebenso wie die berühmten Palisaden am *Hudson* gehören diesen Gesteinen an, und ähnliche Erscheinungen zeigen die Melaphyre der *Seiser Alp* in Südtirol (Fig. 60), wo die Säulen bis 60 m Höhe erreichen. Diese Absonderungsform geht aber mit der Umwandlung der Gesteine verloren und ist beim Diabas nur äußerst selten erhalten. An ihre Stelle tritt bei den Grünsteinen eine polyedrische Zerklüftung, die unter dem Einfluß der Atmo-

sphärilien zu kugeliger Verwitterung führt (Fig. 61).



Fig. 60. Melaphyrsäulen (60 m hoch) am Puflatsch, Seiser Alpe, Südtirol. (Phot. Dr Plieninger.)

P a r a l l e l s t r u k t u r als primäre Erscheinung ist hier selten, dagegen sind die Gesteine häufig im großen schlierig mit oft radialen Zusammenhäufungen von Feldspat, welche namentlich im Diabas deutlich hervortreten und bei Verwendung als Dekorationssteine sehr störend wirken. Lokal findet man auch basische Spaltungsprodukte in bedeutender Ausdehnung; in diesen tritt der Feldspat zurück, gleichzeitig wächst die Menge des Olivins stark an, und es entstehen die feldspatarmen Übergangsglieder in die Peridotite, welche man als P i k r i t resp. P i k r i t p o r p h y r i t bezeichnet. Die ophitische Struktur ist hier wieder völlig verloren gegangen und an deren Stelle eine gabbroide oder in den porphyrischen Gliedern eine an den Basalt erinnernde m i k r o l i t h i s c h e Struktur getreten. Solche Gesteine bilden z. B. in *Hessen* den inneren Teil zahlreicher Diabasströme.



Fig. 61. Kugelige Verwitterung von Diabas. Fichtelberg im Fichtelgebirge. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Eigenartig sind gewisse k u g e l i g e Strukturformen, welche in mannigfacher Ausbildung auftreten. So bilden in den Randzonen von Diabasen die V a r i o l i t e mit ihrer ursprünglich sehr glasreichen Grundmasse eigentümliche, scha-

lig mit normalem, meist sehr dichtem Diabas wechselnde Kugeln, und gleichfalls in kugelschaligem Wechsel treten blasige und schlackige Partien auf. Ähnliche Erscheinungen zeigen die Melaphyre, in deren Randzonen größere, radspeichenähnlich abgesonderte, an die Lithophysen der sauern Gesteine erinnernde Kugeln auftreten *(Seiser Alpe)*. Auf die weite Verbreitung der schlackigen Ausbildungsformen, der Lava mit ihren charakteristischen Oberflächenformen (Fig. 62), wurde schon hingewiesen; diese sind auch bei Diabasen oft noch auf das vorzüglichste erhalten; ebenso wurde die Häufigkeit der Mandelsteinbildung erwähnt.

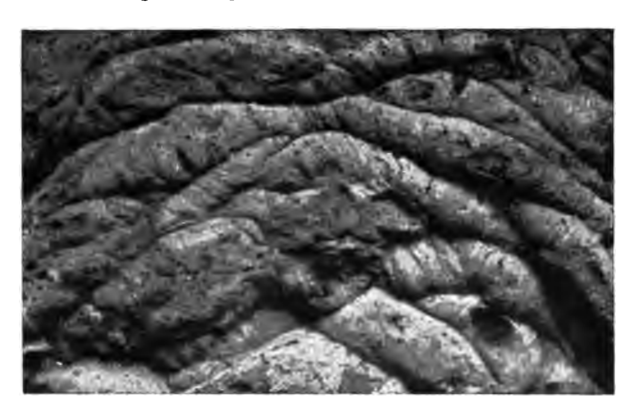


Fig. 62. Trapp, Stromoberfläche, wulstig ausgebildet. Queckborn bei Grünberg, Oberhessen. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Einschlüsse mannigfacher Art trifft man in diesen basischen Eruptivgesteinen, bald wenig veränderte Bruchstücke des Nebengesteins, bald kaum mehr kenntliche, umgeschmolzene und gefrittete Reste. Besonders bemerkenswert ist die Erscheinung in den Diabasen des *hessischen Hinterlandes*, daß die zahlreichen Kalksteineinschlüsse nur in den obersten Teilen der Diabasströme auftreten, wohl deshalb, weil der in dem Schmelzfluß eingeschlossene Kalk durch die Kohlensäureentwicklung nach oben getrieben wurde.

Chemische Verhältnisse. Entsprechend ihrer mineralischen Zusammensetzung sind die hier betrachteten Gesteine durchschnittlich durch einen niedern, um 50 % variierenden Gehalt an Kieselsäure ausgezeichnet, der in gewissen, anomalen, namentlich quarzhaltigen Gliedern diesen Betrag auch um einige Prozent übersteigt, äußerst selten aber weit unter denselben fällt. Ein meist geringer Alkaligehalt, durchschnittlich vielleicht 2—3½ %, wobei das Natron normalerweise stark überwiegt, ergibt sich aus dem Charakter des Feldspats; ein hoher Gehalt an Kalk (9—12 %) hängt eben damit zusammen, während Magnesia und Tonerde in weiten Grenzen wechseln (MgO 5—12 %, Al_2O_3 11—18 %), entsprechend den wechselnden Mengenverhältnissen von Pyroxen und Plagioklas. Der Eisengehalt (10—15 % $FeO + Fe_2O_3$) ist stets nicht unbedeutend bei dem hohen Gehalt an oxydischen Erzen, welche auch einen bis über 2 % ansteigenden Gehalt an

Titansäure bedingen. Auch Phosphorsäure ist nicht selten mit $^1/_3\,^0/_0$ und darüber bestimmt worden.

Gegenüber der Häufigkeit und Intensität der Erscheinungen magmatischer Spaltung beim Gabbro sind jene von Trapp und Melaphyr verhältnismäßig gering. So gehen z. B. in der Intrusivmasse von *Dalmeny* in Schottland die im Kern mehr gabbroiden und dort feldspatreicheren und gröber körnigen Varietäten randlich in einen ophitisch struierten, normalen Trapp über, ein Verhältnis, welches überhaupt weit verbreitet ist und die nahe Verwandtschaft der beiden Gesteine bezeichnet. Auch die gegenteilige Erscheinung wurde als typisch für gewisse hessische Diabasströme schon erwähnt, welche nach der Tiefe zu in Pikrit übergehen, also einen basischen Kern aufweisen. Bemerkenswert treten bei den Diabasen die Erscheinungen der Typenvermischung lokal hervor, welche, mit dem Auftreten einzelner Quarzaugen beginnend, schließlich zur Entstehung ganz eigenartig beschaffener Gesteine Anlaß gibt, in deren Grundmasse, z. B. am *Bennan Head* auf der schottischen Insel Arran (I. Teil, S. 71), die ophitische Diabasstruktur sich mit der mikropegmatitischen des damit gemischten Quarzporphyrs auf das innigste verbindet.

Das ursprüngliche Magma, aus dem die hier betrachteten Gesteine hervorgingen, war verhältnismäßig arm an Mineralbildnern, deshalb ist auch in der Umgebung der an sich wenig mächtigen Intrusivmassen die kontaktmetamorphe Beeinflussung zwar qualitativ derjenigen der übrigen Eruptivgesteine gleich, quantitativ aber viel weniger bedeutend. Eine besondere Art der Kontaktmetamorphose schreibt man den Gängen von Diabas zu, an welchen die meist wenig bedeutende Entwicklung der Hornfelse mit einer Änderung der chemischen Zusammensetzung verbunden sein soll, indem in die als Adinol etc. bezeichneten Gesteine Kieselsäure und Alkalien eintreten. Inwieweit die allgemein verbreitete Form der äußerlich hornfelsähnlichen Adinole dieser Gruppe chemisch veränderter Gesteine zugehört, ist indes keineswegs festgestellt. Die Unregelmäßigkeit der Verteilung dieses sog. Diabaskontaktes, der übrigens auch bei andern Gängen auftritt, ergibt sich aus Fig. 63.

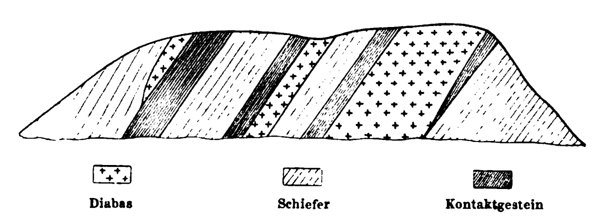


Fig. 63. Kontakt von Diabasgängen mit Schiefer. Allrode im Harz. (Nach E. Kayser.)

Vorkommen und geologisches Alter. Die gewaltigsten Effusivmassen nächst dem Quarzporphyr bilden Trapp und Melaphyr. Ein ausgedehntes Gebiet von vorherrschendem Trapp mit zahlreichen von Tuff unterbrochenen, übereinander lagernden Decken zieht sich von *Irland* über die *Hebriden* nach *Island* und *Grönland* hin, an deren Steilküsten die vulkanischen Massen in über hundert Stufen zu Höhen von weit über 1000 *m* emporsteigen

(Fig. 6, S. 15). Namentlich die großartigen Säulenbildungen sind bezeichnend für diese Vorkommnisse, welche in der Hauptsache dem Tertiär angehören, in Island aber bis in die Jetztzeit hereinragen. Etwas älter, aber noch großartiger sind die ähnlich aufgebauten vulkanischen Massen des *Dekhan,* wo die übereinandergeflossenen Lavaströme gleichfalls eine Mächtigkeit von 1000 *m* erreichen und einen Flächenraum von über 600 000 km^2 bedecken. Auch ein nordamerikanisches Gebiet, jenes am *Columbia River,* weist ähnliche Dimensionen auf.

Weniger gewaltig sind die Vorkommnisse hierher gehöriger Gesteine in Zentraleuropa; unter den Eruptivmassen der hauptsächlichsten Vulkangebiete des Tertiärs, so im *Plateau Central* oder im *Vogelsgebirge,* spielen hierher gehörige Gesteine eine nicht geringe Rolle, sie sind aber durchaus nicht so ausschließlich vorhanden wie in den zuerst erwähnten Territorien. Derselbe Gesteinstypus wiederholt sich im mittleren und nördlichen *England* im Karbon, und auch die an 100 *m* mächtigen Decken im Silur *Schwedens,* welche Hunderte von Quadratkilometern umfassen, haben häufig den ursprünglichen Charakter des Trapps bewahrt. In petrographischer Beziehung ist eine Trennung dieser geologisch so verschiedenaltrigen Vorkommnisse keineswegs durchzuführen.

Auch der Trappgrünstein, der Diabas, findet sich in sehr beachtenswerten strom- und deckenförmigen Massen in den verschiedensten geologischen Perioden. Die ausgedehnten Vorkommnisse Mitteldeutschlands, namentlich im *Fichtelgebirge* und im sächsischen *Voigtland,* sind dem Devon eingeschaltete Decken, oft mit reichlicher Tuffbildung, welche ebenso wie das Auftreten schlackiger Ausbildung und der verschiedenen Formen der Oberfläche der Lavaströme, die oft trotz der so weit gehenden Veränderung noch auf das vollständigste erhalten ist, die effusive Natur dieser Vorkommnisse beweist. Diesen gegenüber stehen die tertiären echten Diabase der Formation der „roccie ofiolitiche“ *Oberitaliens* und *Elbas,* welche petropraphisch durchaus den Charakter der älteren Vorkommnisse Mitteldeutschlands an sich tragen. Dasselbe gilt für die der Trias angehörigen Vorkommnisse von *New Jersey, Pennsylvania* etc.

Der Melaphyr bildet für sich mehr oder minder selbständige Eruptivmassen, so im Rotliegenden des *Saar-Nahegebietes,* wo die an der Oberfläche, manchmal auch an der Unterfläche großblasigen Lavaströme die bekannten Achatmandeln enthalten,

welch letztere sich in noch viel großartigerem Maße in dem ungemein ausgedehnten Melaphyrgebiet an der Grenze von *Brasilien* und *Uruguay*. wiederholen. Die durch ihre Kupferlagerstätten berühmten Melaphyre am *Lake Superior* bilden von Tuffen begleitete Ströme in der Trias, und derselben Formationsgruppe gehören die ausgedehnten Melaphyrdecken *Südtirols* an. Im Allgäu gibt es zahlreiche Vorkommnisse von tertiärem Melaphyr, Allgowit, und unter den als Basalt bezeichneten Strömen der verschiedensten Gebiete sind echte Melaphyre gleichfalls nicht selten; ebenso ist der Gesteinstypus unter den Laven unserer tätigen Vulkane, z. B. am *Ätna* und auf *Hawaii*, gewöhnlich.

Unter den gangförmigen Vorkommnissen, welche eine ungemein große Verbreitung haben, wiederholen sich die sämtlichen oben angeführten Gesteinstypen; Gänge von Trapp und Diabas,

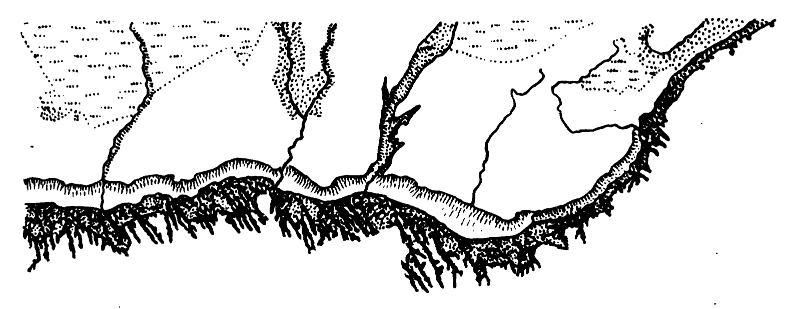


Fig. 64. Karte der Südküste der Insel Arran.
Die durch Abrasion freigelegten Trappgänge sind besonders kräftig hervorgehoben.

die sich von den effusiven Vorkommnissen in nichts unterscheiden, sind oft in großer Anzahl vorhanden; ein Beispiel dafür zeigt die Kartenskizze der Küste der schottischen Insel *Arran* (Fig. 64).

Endlich trifft man Trapp und Diabas auch in eigentlichen Intrusivmassen von meist nicht allzu bedeutender Größe, so z. B. in *Cumberland* und *New Jersey;* sie unterscheiden sich in ihrer Struktur in nichts von den echt effusiven Vorkommnissen, nur daß glasige Basis fehlt. Es ist bezeichnend für diese basischen Eruptivgesteine, daß die physikalischen Bedingungen bei der Erstarrung in der Beschaffenheit des Gesteins wenig zum Ausdruck kommen. Die Trennung von Tiefengestein und Ergußgestein, welche bei den kieselsäurereichen in der Struktur deutlich hervortritt, ist hier nur insofern festzuhalten, als der Melaphyrtypus sowie jener des intersertalen Trapps, also porphyrische und glashaltige Gesteine, sich unter den Tiefengesteinen nicht finden, daß aber alle, auch die holokristallinen, und diese oft in recht bedeutender Korngröße, bei Gang- und Ergußgesteinen in gleichmäßiger Weise verbreitet sind.

Daß allerdings unter diesen die bedeutenderen Vorkommnisse öfter holokristallin entwickelt sind und auch besonders durch Korngröße sich auszeichnen, ist nicht zu verkennen, im Gegensatz zu der Häufigkeit glasiger Reste in untergeordneten Massen. Feinerwerden des Korns und Aufnahme glasiger Basis bezeichnet die Annäherung an die Randzonen, in welchen öfter schlackige Ausbildung oder Mandelsteine, in andern Fällen Variolite oder selten auch eigentliche Gläser an Stelle des kristallinischen Gesteins treten.

Im Gegensatz zu der Propylitbildung, deren Zusammenhang mit Erzgängen fast stets nachweisbar ist, erscheinen die Trappgrünsteine oder Diabase häufig ohne derartige Begleiterscheinungen. Der chemisch-geologische Prozeß und die Art der Umwandlung, ebenso wie die sekundäre Zuführung von Schwefelkies bleiben in beiden Fällen dieselben.. Die Ursache der Grünsteinbildung, welche über weite Areale in gleichmäßiger Form auftritt und die namentlich in den mächtigen Vorkommnissen bis zu sehr bedeutenden Tiefen verfolgt worden ist, liegt aber weniger klar zu Tage. Jedenfalls ist sie nicht in orogenetischen Prozessen zu suchen; dagegen spricht schon die intensive Imprägnierung mit Schwefelkies, welche für Diabase geradezu charakteristisch ist. Ebenso sicher aber ist die Grünsteinbildung keine Erscheinung der Verwitterung, da sie in durchaus gleichmäßiger Weise ganze Gesteinskomplexe bis zu Tiefen ergriffen hat, in welchen eine Wirksamkeit der Atmosphärilien völlig ausgeschlossen ist. Die oft so vorzügliche Erhaltung der Struktur beweist ferner, daß eine intensivere Zermalmung der Gesteine, welche etwa den Tagewässern den Zutritt zu großer Tiefe und die gleichmäßige Durchtränkung der Gesteine gestattet hätte, bei diesen Vorkommnissen nicht angenommen werden darf.

Anhang:

Metamorphismus der basischen Eruptivgesteine und ihrer Tuffe.

Die basischen Magmen waren bei ihrem Empordringen unzweifelhaft ärmer an Mineralbildnern als die kieselsäurereichen; die physikalischen Verhältnisse bei ihrer Verfestigung glichen mehr einer Kristallisation aus gewöhnlichem Schmelzfluß gegenüber der hydatopyrogenen Bildung der Granite und verwandter Gesteine. Deshalb spielen hydroxylhaltige Mineralien in ersteren nur ganz ausnahmsweise eine Rolle; die Umwandlung des Nebengesteins durch Kontaktmetamorphose an basischen Eruptivgesteinen ist, wenn auch qualitativ im allgemeinen identisch, quantitativ sehr viel geringer als an sauern Massen. Die Pegmatite, welche bei letzteren fast nie fehlen und oft in so großartigem Maßstab entwickelt sind, erscheinen bei ersteren als ziemliche Ausnahme.

Dieser Unterschied in den physikalischen Bedingungen der beiden Arten von Schmelzen muß dann besonders hervortreten, wenn das schon verfestigte Gestein der einen Art mit einem Schmelzfluß der andern Art in Berührung kommt. Die basischen Eruptivgesteine, fast ausschließlich durch erhöhte Temperatur wirkend und an sich nicht in bedeutenden Massen auftretend, lassen im allgemeinen kaum merkliche Einwirkungen auf Gesteine der andern

Gruppe erkennen. Im entgegengesetzten Falle ist aber die Kontaktmetamorphose eine um so intensivere, und die basischen Eruptivgesteine, welche im Kontaktbereich von Graniten z. B. auftreten, erleiden oft noch recht gut erkennbare Veränderungen auf Entfernungen, in denen andere Gesteine überhaupt nicht mehr beeinflußt sind.

Selbstverständlich ist, wie überall, so auch hier der Grad der Umwandlung abhängig von der Entfernung, weil die von dem Eruptivzentrum ausgehenden Agentien in den am stärksten erhitzten Zonen auch ihre chemische Energie am höchsten entfalten können, und sehr häufig sind in den innersten Kontaktzonen Struktur und mineralische Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteine völlig unkenntlich geworden. Je weiter man sich aber von dem Eruptivgestein entfernt, desto häufiger erscheinen Reste des ursprünglichen Gesteins, zunächst solche der Struktur, welche namentlich in kontaktmetamorph veränderten Porphyriten und Diabasen als sog. Palimpseststrukturen (Fig. 65) oft schon makroskopisch deutlich sind, wenn man sie im Dünnschliff auch kaum ahnt. In noch weiterer Entfernung kommen Reste der ursprünglichen Mineralien hinzu, und es stellen sich unzweifelhafte Übergänge in die normalen Eruptivgesteine ein. Daß diese ganze Serie von Bildungen bei Porphyriten und Diabasen sehr viel vollkommener verfolgt werden kann als beim Gabbro, beruht auf der stärker ins Auge springenden Primärstruktur der ersteren; selbst außerordentlich weitgehend veränderte Porphyrite lassen einzelne der ursprünglichen Feldspateinsprenglinge, namentlich auf abgescheuerten Flächen, deutlich erkennen, und ebenso tritt die ophitische Struktur der Diabase hervor. Für das Studium der Palimpseststrukturen der basischen Eruptivgesteine eignen sich daher besonders abgeschliffene Gerölle. Die Übergänge in Gabbro aber lassen sich viel eher durch einzelne Reste der ursprünglichen Mineralien als durch solche der Struktur feststellen, ihre Diagnose ist daher meist erst unter dem Mikroskop möglich.



Fig. 65.
Grünschiefer (umgewandelter Labradorporphyrit) mit wohlumgrenzten Einsprenglingen.

Die kontaktmetamorphe Umwandlung erfolgt durch die Wirkung der von dem erstarrenden Eruptivgestein abgegebenen Mineralbildner, in erster Linie des Wassergases. Die dabei vor sich gehenden Umlagerungen haben daher sehr viel Ähnlichkeit mit den eigentlichen postvulkanischen Prozessen, die auch in der Hauptsache durch gas- und dampfförmige Agentien wirken. Es kann nicht auffallend sein, wenn die Produkte der Kontaktmetamorphose eines basischen Eruptivgesteins durch einen Granit gewisse Verwandtschaft zeigen mit jenen Gesteinen, welche durch die thermalen Prozesse verändert wurden, die dem basischen Eruptivgestein selbst gefolgt sind. Saussuritisierung und Uralitisierung, ebenso wie die Grün-

steinbildung überhaupt, welche als Ergebnisse solcher postvulkanischer Emanationen basischer Eruptivgesteine anzusehen sind, werden also auch unter den kontaktmetamorph veränderten Produkten eine Rolle spielen. Aber der Prozeß der Kontaktmetamorphose ist im allgemeinen viel intensiver und meist auch auf viel bedeutendere Areale wirksam als jener der postvulkanischen Emanationen. Merkwürdigerweise aber bleiben öfter in der nächsten Nähe des Kontaktes selbst wenig veränderte Partien des basischen Gesteins erhalten und geben so einen zweifellosen Beweis für den Ursprung der umgewandelten Bildungen.

In den innersten Kontakthöfen ist zwar für gewöhnlich die Eigenart der basischen Eruptivgesteine völlig zerstört; es sind an ihre Stelle äußerlich gänzlich abweichende Gesteine getreten, welche nur die Grundzüge der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins bewahrt haben. Die Verhältnisse werden noch dadurch komplizierter, daß nicht nur die basischen Eruptivgesteine selbst, sondern ebenso auch ihre Tuffe der Kontaktmetamorphose erliegen, wodurch das Kriterium der chemischen Konstitution viel von seiner Sicherheit verliert, denn die Tuffe sind oft mit allerhand fremden Materialien vermischt, und es bilden sich durch ihre Vermittlung alle möglichen Übergänge aus dem chemischen Typus echter Eruptivgesteine zu jenem der Sedimente. Wo es sich daher um so weitgehend veränderte Bildungen handelt, daß weder vom ursprünglichen Mineralbestand noch von der einstigen Eruptiv- oder Schichtstruktur irgend welche Reste übrig sind, ist man selbst bei genauestem Studium und sorgfältigstem Abwägen manchmal kaum im stande, ein wirklich abschließendes Urteil abzugeben. Das Studium der hier zu betrachtenden Erscheinungen kann daher nur von Gebieten ausgehen, in welchen die Beziehungen besonders klar zu Tage liegen, und erst von diesen aus kann man die Deutung der Vorkommnisse anderer Lokalitäten versuchen.



Fig. 66. Pflasterstruktur. Grünschiefer. Tümmelbachtal, Großvenediger.

Da den Eruptivgesteinen eine eigentliche Schichtung fehlt, ist helizitische Struktur unter den hier zu besprechenden Vorkommnissen beschränkt auf die umgewandelten Tuffe. Dagegen treten die Pflasterstruktur (Fig. 66) und die Siebstruktur in gleicher Vollkommenheit in den umgewandelten Eruptivgesteinen selbst auf, in welchen sie im mikroskopischen Bilde wenigstens die Eruptivstruktur meist völlig verdecken: an Stelle der einheitlichen Einsprenglinge der basischen Eruptivgesteine treten gewöhnlich Aggregate, und häufig entwickeln sich größere Individuen von Granat etc. auf Kosten der einst feinkörnigen Grundmasse.

Im höchsten Stadium kontaktmetamorpher Umwandlung ist eine völlig neue Gruppierung der Moleküle eingetreten und

von dem ursprünglichen Mineralbestand wie von der Struktur kein Rest übrig geblieben. Da bei der Umkristallisation dieser Bildungen die höchste Temperatur wirksam war, ist das Auftreten von Gesteinen nicht auffallend, welche in Bezug auf ihre mineralische Zusammensetzung einige Eigenheiten zeigen. Da die mineralbildenden Agentien hier am intensivsten wirkten, sind nicht selten recht grobkörnige Bildungen entstanden, in denen außerdem mannigfache Injektionen vorhanden sind, welche eine oft recht schwer zu deutende Gesteinsbeschaffenheit bedingen. Hierher gehören z. B. die Hornblendegneise des *Fichtelgebirges*, die teils resorbierte, teils injizierte Amphibolite darstellen, welche das normale Kontaktprodukt aus basischen Eruptivgesteinen, die Amphibolite und Eklogite, gegenüber von dem metamorphosierenden „Gneis" allseitig abgrenzen. Im Gebiet der sog. *Münchberger Gneisplatte* im Fichtelgebirge erscheinen größere und kleinere Putzen von Eklogit (griech. ekloge, Auswahl) in ziemlicher Anzahl, die nur durch Umwandlung basischer Eruptivgesteine, etwa aus der Reihe des Gabbro, erklärt werden können. Dafür spricht ihr chemischer Charakter, während Reste des ursprünglichen Gesteins nicht erhalten sind. Am *Großvenediger* dagegen erscheint der Eklogit im direkten Hangenden des Zentralgneises in ausgedehnten Schichtensystemen, welche mit weiterer Entfernung von diesem ohne Änderung ihrer chemischen Zusammensetzung zu Chloritschiefern mit stellenweise recht deutlichen Palimpseststrukturen werden, die auf Porphyrite hinweisen.

Die Eklogite sind in ihren reinsten Formen feldspatfreie Gesteine, in welchen in recht merkwürdiger Weise der Natrongehalt des ursprünglichen Plagioklases als Bestandteil in die Hornblenden und Pyroxene eingetreten ist, die fast stets natronhaltig sind und neben welchen alkalifreie Kalktonerdesilikate, besonders Granat- und Epidotmineralien, eine Rolle spielen. Die so weit gehende Verschiebung in den ursprünglichen Molekularkombinationen bringt es mit sich, daß hier die ursprüngliche Struktur stets auf das vollkommenste zerstört ist.

Die Eklogite des *Fichtelgebirges* sind ungemein massige, richtungslose Gesteine, aus deren gewöhnlich lichtgrüner, kristallinischer Hauptmasse sich rote Granaten in größeren Körnern abheben und in denen in weiter Verbreitung einzelne Blättchen lichten Glimmers, der aber durchaus nicht stets Muskowit ist, vorhanden sind. Unter dem Mikroskop sind sie vor allem charakterisiert durch die Kombination von Omphazit mit Smaragdit, von welchen der erstere fast stets, häufig auch der letztere, randlich in fein zerkräuselte Aggregate übergeht, aus welchen eine Basis von wasserklarem Albit oder Oligoklas kaum bestimmbar durchschimmert (Fig. 67, S. 122). An Einschlüssen reiche Granaten,

Mineralien der Epidotgruppe, etwas Disthen und massenhafte Körner von gelbem Rutil vervollständigen den Grundstock der mineralischen Zusammensetzung. Lokal tritt etwas Quarz hinzu, der gerne Nester und Bänder bildet, in welchen die übrigen Mineralien in wohlausgebildeten, kleinen Kristallen schwimmen und häufig Feldspat und Muskowit zu beobachten sind; es sind eigentliche Injektionsadern von aplitischer Beschaffenheit, welche etwas von dem Nebengestein gelöst haben. Öfter beobachtet man Glaukophan, welcher ebenso wie die gewöhnliche, sehr lichtgrüne Hornblende gegen den Granat zu von einem Saum von dunkelblaugrünem Karinthin umgrenzt wird.

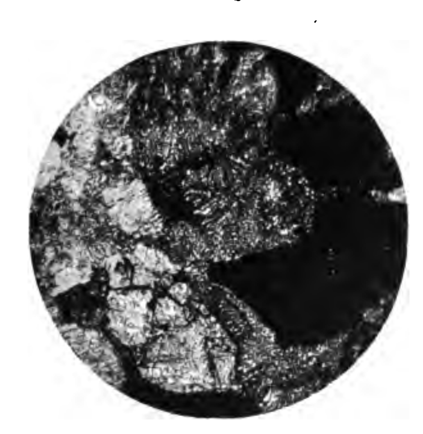


Fig. 67. Implikationsstruktur. Eklogit. Trainsdorf, Fichtelgebirge.

Abweichend ist der Habitus der Eklogite des *Großvenedigers*, welche im Gegensatz zu den besprochenen in der Hauptsache deutlich gebändert und oft recht vollkommen schieferig sind. In einzelnen Gesteinen wiederholt sich die Zusammensetzung der oben beschriebenen Eklogite, weitaus herrschen aber Amphibole sehr mannigfacher Beschaffenheit über den selteneren Pyroxen; Zoisit, Epidot und Glimmer, auch Chlorit spielen eine bedeutendere Rolle, und schließlich treten lokal Quarz und Kalkspat ein. Es entsteht so ein sehr wechselndes System von Gesteinen, beginnend mit echten Eklogiten, durch Hornblendeeklogite und Glaukophaneklogite übergehend in granatfreie Hornblende- und Glaukophanschiefer, durch epidotreiche Glieder in eigentliche Epidosite, durch Glimmereklogite in Granatknotenschiefer und Glimmerschiefer, durch kalkspathaltige Varietäten in körnige Kalke und Zipolline. Dieser bunte Wechsel erscheint nur erklärlich, wenn man als Substrat dieser umgewandelten Gesteine ein wechselndes System von Eruptivgesteinen und zugehörigen Tuffen annimmt, welche durch alle Übergänge mit Mergeln und sandigtonigen Sedimenten in Verbindung standen.

Bemerkenswert ist, daß an manchen Stellen der *Zentralalpen* an Stelle der Eklogite sich hornsteinartig dichte, lichtgrauliche oder gelbliche Saussuritfelse einstellen, in welchen eingewachsene Granaten öfter in makroskopisch schwarze Aggregate von vorherrschender Hornblende umgewandelt sind und die aus äußerst feinkörnigen Aggregaten von Pyroxen, lichter Hornblende, Zoisit und Klinozoisit neben viel Rutil bestehen.

Da die Eklogite mit ihren hochkristallinischen Zwischenlagerungen das höchste Stadium der Umwandlung darstellen, trifft man sie überall zunächst am Kontakt mit dem Eruptivgestein, das fast stets Granit ist; so außer an den besprochenen Punkten z. B. an der *Saualpe* in Kärnten wie in den zahlreichen Vorkommnissen der *Westalpen*, im *niederösterreichischen Waldviertel* wie im *Morbihan*. Im Sinne der geologischen Auffassung dieser Gesteine gehören sie daher im allgemeinen den oberen Etagen der Gneisformation an; im

Sinne des Dynamometamorphismus bilden sie die tiefste Stufe, in welcher infolge der enormen Mächtigkeit des Überlastenden allseitiger Druck bei besonders hohen Wärmegraden herrschte; daher kommt das Zurücktreten der hydroxylhaltigen Mineralien wie der Schieferstruktur.

In zahlreichen Fällen entstehen aber auch im Stadium höchster Umwandlung nicht die Eklogite, sondern sehr wechselnde Gesteine, welche man als Amphibolite zusammenfaßt. Solche, oft deutlich gebänderte Gesteine von mittelkörniger, manchmal auch ziemlich grobkörniger Beschaffenheit und meist dunkelgrüner Farbe bilden z. B. am Nordabhang des *Großvenedigers* aushaltende Schichtensysteme oder finden sich, in Putzen und Schollen, durch Hornblendegneis umsäumt, eingebettet in den gneisartigen Graniten des *Oberpfälzer Waldes* oder des südlichen *Schwarzwalds.* Sie enthalten im allgemeinen als Hauptgemengteil eine körnige, kräftig grüne bis blaugrüne Hornblende, seltener mit braunem Kern, und fast stets Biotit in wechselnder Menge.

Die Vorkommnisse des *Oberpfälzer Waldes* sind wie die Eklogite zum Teil recht massige Gesteine von ungemein großer Zähigkeit und reich an Granat, Granatamphibolit, von jenen geschieden durch die dunkelschwärzlichgrüne Farbe, den Mangel an Pyroxen, an dessen Stelle dunkelgrüne Hornblende und Karinthin vorkommen, und namentlich auch durch das deutliche Hervortreten eines meist nicht lamellierten natronreichen Plagioklases. Der Granat ist hier meist Almandin und ausschließlich in makroskopischen Kristallen vorhanden, um welche sich besonders häufig zentrische Strukturen entwickeln. Zoisit, Klinozoisit oder Epidot fehlen wohl nie, sie bedingen Übergänge in die graulichgrünen Zoisitamphibolite und die gelblichen Epidotamphibolite. Lokal tritt auch eine deutliche Scheidung des Plagioklases in schmalen Bändern ein, Feldspatamphibolite. Letztere herrschen im Gebiet des *Großvenedigers,* auf dessen Nordabhang Granat als Bestandteil des Amphibolits kaum vorkommt, während Klinozoisit in massenhaften Prismen namentlich in den lichteren Partien des Gesteins eingewachsen ist, die aus einer Basis von Albit bestehen, dessen Pflasterstruktur oft auffallend gut entwickelt ist. Der ziemlich massige Bruch der Gesteine ist nur direkt am Kontakt vorhanden, mit der Entfernung werden sie dichter und schieferiger und entsprechen namentlich in diesem Stadium der supponierten mittleren Zone dynamometamorpher Umwandlung, in welcher weniger gewaltige Überlagerung nicht so extrem hohe Temperaturgrade erzeugte, während gleichzeitig der orientierte Seitendruck, die Pressung, die typische Kristallisationsschieferung der Gesteine bewirkt haben soll.

Es kommen bei der Bildung dieser Amphibolite weniger eingreifende molekulare Umwälzungen in betracht, und so trifft man in ihnen schon die ersten Spuren der ursprünglichen Beschaffenheit.

In weiterer Entfernung von dem Eruptivgestein werden die umgewandelten Gesteine dichter; es tritt namentlich der Chlorit neben

der feinfaserigen, grünen Hornblende mehr und mehr hervor, und es bilden sich die mannigfach zusammengesetzten Grünschiefer und Chloritschiefer heraus, makroskopisch graulichgrüne Gesteine, bei hohem Chloritgehalt mit seidenartigem Glanz und häufig mit recht wenig deutlicher Schieferung. Sie zeigen mikroskopisch wenig Unterschiede gegenüber von den Amphiboliten, nur daß der Chlorit viel mehr vorherrscht und an Stelle der kompakten, grünen Hornblende eine sehr lichtgefärbte, faserige tritt. Auch Reste des ursprünglichen Bestandes und der Struktur sind öfter vorhanden, und es stellen sich eigentliche Übergänge aus dem Grünschiefer in den Grünstein ein. Das ist die oberste Zone der Dynamometamorphiker bei relativ niederer Temperatur und starkem Seitendruck oder nach der geologischen Auffassung die obere Etage der Glimmerschiefer- und die Phyllitformation.

Wenn auch die Uralitbildung der Pyroxene öfter büschelförmig über den ursprünglichen Raum übergreift, so bleibt doch meist die Substanz des Feldspats auf das frühere Maß beschränkt. Dabei scheint speziell bei letzterem ein gewisser Unterschied vorhanden zu sein, je nach den Druckverhältnissen, unter denen die Metamorphose vor sich ging. Unter den Verhältnissen der Piezokontaktmetamorphose, wie sie für die Umbildung der zentralalpinen Vorkommnisse maßgebend war, bildet sich aus dem kalkreichen Plagioklas ein Aggregat von reinem, meist wenig lamelliertem Albit neben schlecht begrenzten Körnern der Kalktonerdesilikate. In der *Oberpfalz* aber erscheint als Untergrund der saussuritisierten Plagioklase Oligoklas und selbst Andesin, und in den entsprechenden Vorkommnissen des *Harzes* scheint der Plagioklas als solcher direkt, ohne Bildung von andern Mineralien, zu einem körnigen Aggregat zu werden.

Die Amphibolite ebenso wie die Grünschiefer und Chloritschiefer gehen manchmal durch alle Übergänge in Epidosite, in Glimmerschiefer und Phyllite, in Kalkglimmerschiefer und körnige Kalke über, und die Erklärung dafür kann auch hier nur in einer Verbindung mit Tuffen gesucht werden, wie auch derartige Gesteine unter dem Mikroskop besonders ausgeprägt die auf ursprüngliche Schichtung deutende helizitische Struktur aufweisen. Alle hier aufgeführten Gesteine enthalten, meist nur mikroskopisch sichtbar, einzelne Individuen von Turmalin, der aber in größeren Kristallen in den mannigfachen Pegmatiten auftritt, welche namentlich die Eklogite und die Hornblendegneise durchsetzen. Schwefelkies, obwohl sehr verbreitet, hat doch nicht die Konstanz wie bei den Diabasen, und der ursprünglich hohe Titangehalt der Gesteine gibt sich in den oft bedeutenden Mengen von Titanmineralien zu erkennen, welche bald Titaneisen, bald Titanit oder Rutil sind, die auch in mannigfacher Reihenfolge miteinander verwachsen.

Die dichten Amphibolite und die Grünschiefer sind ungemein wechselnde Gesteine, so daß hier am allerwenigsten die Möglichkeit zur Einführung besonderer Bezeichnungen gegeben ist. Namen wie Prasinit, Chlorogrisonit, Gadriolit, Paradiorit, Hypholith, die sich auf solche Gesteine beziehen, haben daher kaum historische Bedeutung.

III. Natrongesteine.

Nephelinsyenit und Theralith.

Makroskopische Beschaffenheit. Die Nephelinsyenite sind die am meisten wechselnden unter allen Tiefengesteinen, im allgemeinen charakterisiert durch ein ziemlich grobkörniges Gefüge, häufige drusige Struktur und das Zurücktreten des dunkeln Minerals in dem Gemenge von meist trübem, weißlichem Feldspat und fettglänzendem, graulichgrünem oder rötlichbraunem Nephelin, welcher auch als Eläolith bezeichnet wird, Eläolithsyenit. An Stelle des Nephelins tritt bald blauer (Ditroit von *Ditró* in Siebenbürgen) bald lichtgrüner Sodalith, Sodalithsyenit schlechtweg, ferner Kankrinit im Kankrinitsyenit und im glimmerhaltigen Litchfieldit (*Litchfield* in Maine); ähnlich erklären sich die Namen Eudialytsyenit und Leuzitsyenit. In letzterem sind, wie übrigens auch in vielen Nephelin- und Sodalithsyeniten, nur Pseudomorphosen von Zeolithen (Spreustein) nach dem betreffenden Mineral vorhanden. Das dunkle Mineral ist im allgemeinen ziemlich untergeordnet, hauptsächlich Pyroxen oder Amphibol, seltener ist nur Biotit vorhanden, wie in dem oft ausgesprochen parallel struierten Miaszit (*Miask* im Ilmengebirge).

Magmatische Spaltung ist hier noch verbreiteter als bei allen andern Eruptivgesteinen, und die schlierige Ausbildung der Massen führt zu zahlreichen lokalen Modifikationen, welche in ihrer Zusammensetzung vom Nephelinsyenit weit abweichen, aber doch keine selbständige Stellung in der Systematik beanspruchen können, wenn sie auch lokal selbst in größeren Massiven vorkommen. Auf der einen Seite entwickeln sich die nephelinarmen Natronsyenite, auf der andern gehen die Gesteine in grobkörnige, leukokrate Nephelinite, Urtit (Halbinsel *Kola*) über, oder es entstehen Aggregate von Sodalith mit Pyroxen, Tawit, und schließlich derbe Sodalithfelse *(Grönland).* Manchmal wird der häufig akzessorische Melanit zu einem der Hauptgemengteile, Borolanit (*Sutherland*, Schottland), und ebenso der dann schon makroskopisch sichtbare Zirkon, Zirkonsyenit; doch gehören die so bezeichneten Gesteine meistens zum Pegmatit *(Langesundfjord).* Der Name Zirkonsyenit wurde übrigens früher für die norwegischen Nephelinsyenite überhaupt gebraucht.

Lokal nimmt auch der Gehalt an den dunkeln Gemengteilen zu, und es entstehen öfters gleichfalls recht grobkörnige Gesteine von melanokratem Charakter, welche bald Plagioklas neben sanidinähnlichem Orthoklas enthalten, wie der nephelinarme Shonkinit und der daran reiche Malignit, bald reine Nephelin-Plagioklasgesteine sind, wie die Theralithe, und schließlich in überhaupt feldspatfreie Gesteine von dunklem Habitus übergehen, wie die mit dem Nephelindolerit übereinstimmenden Ijolithe von *Jiwaara* in Finnland. An Stelle des Nephelins tritt lokal auch Leuzit, wie in dem olivinreichen Missourit, der einen Stock in der Kreide bildet. Diese basischen Gesteine, in denen der Pyroxen bis 80 % ausmacht, gehen schließlich in eigentliche Pyroxenite und Peridotite über: hierher gehört der vorherrschend aus Titanaugit bestehende Jakupirangit von *Jacupiranga* in Brasilien. In den basischen Gliedern ist der Olivin ein reichlich vorhandener Gemengteil, ebenso das Titaneisen, und auch der sonst spärliche Apatit konzentriert sich hier oft in ungewöhnlicher Weise.

Die typischen Vorkommnisse der in Betracht kommenden Gesteine sind häufig recht grobkörnig und daher trotz der sehr verbreiteten Umwandlung makroskopisch leicht bestimmbar. Sie zeigen im allgemeinen lichte Farben, entsprechend dem Zurücktreten des dunkeln Minerals, und sind durch besonders niederes spezifisches Gewicht ausgezeichnet, das bis unter 2,5 herabgeht. Die Neigung zu porphyrischer Ausbildung ist im allgemeinen gering, besonders hervortretend beim rhombenporphyrischen Laurdalit, dann entwickeln sich Übergänge in den Nephelinsyenitporphyr. Aber auch in den rein körnigen Formen ist die idiomorphe Ausbildung des Feldspats oft recht charakteristisch. Die basischen Glieder der Reihe zeigen selbstverständlich eine Zunahme des spezifischen Gewichts, das jenes der basischen Plagioklasgesteine bald erreicht. Die melanokraten Nephelingesteine sind durch hohes spezifisches Gewicht ausgezeichnet.

Die überreiche Fülle von Mineralkombinationen, welche nur die Bedeutung lokaler Vorkommnisse oder meist überhaupt nur einer Fazies von Nephelinsyenit haben, hat die Nomenklatur dieser an sich seltenen Gesteine ungemein kompliziert gemacht, wozu noch die Abtrennung der in Gangform auftretenden Gesteine als eigener Typen hinzukommt. Schließlich hat Brögger einzelne Lokalnamen, wie den Namen Ditroit, welcher den an blauem Sodalith reichen Biotitnephelinsyenit von *Ditró* in Siebenbürgen bezeichnete, übertragen auf solche Nephelinsyenite überhaupt, welche durch granitische Struktur charak-

terisiert sind, den Namen Foyait, der vorher für den normalen Nephelinsyenit vom Berge *Foya* in Südportugal angewandt wurde, auf Gesteine mit tafeligem Feldspat und trachytähnlicher Struktur, während bei ihm der Name Laurdalit jene in Südnorwegen weit verbreiteten Nephelinsyenite umfaßt, deren Feldspat vorherrschend rhombischen Querschnitt aufweist. So erscheint gerade in dieser Gruppe die Verwirrung der Namen ins Endlose gesteigert.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Vorherrschend sind in den Nephelinsyeniten die Alkalifeldspate, und zwar Orthoklas resp. Mikroklin, Albit und deren perthitische Verwachsungen meist in tafeliger Ausbildung, sodann der Anorthoklas, welch letzterer besonders im Querschnitt die Rhombenform (vgl. Fig. 71, S. 143) aufweist. Jeder der Feldspate kann allein für sich oder mit den andern gemischt auftreten, dann ist der Orthoklas der am wenigsten frische und im allgemeinen eine ältere Ausscheidung als der Albit, welcher um ihn herumwächst. Makroskopisch sind die Feldspate trüb, weiß, grau, gelblich oder bräunlich, nur sehr selten deutlich rot; der bläuliche Lichtschein des Anorthoklases, der im Natronsyenit oft bezeichnend ist, tritt auch hier hin und wieder hervor. Das zweitwichtigste Mineral, der Nephelin, hat im allgemeinen makroskopisch den Fettglanz des Eläoliths und erscheint rötlichbraun oder grünlich, im Bruch sehr quarzähnlich. In nephelinreichen Gesteinen trifft man ihn öfter in recht großen Kristallen, in den daran armen ist er die letzte Ausfüllungsmasse. Im Dünnschliff erscheint er häufig klarer als die Feldspate, in zahlreichen Gesteinen aber ist er mehr oder minder vollkommen in Zeolithe, namentlich Hydronephelit umgewandelt. Vollständig frisch und makroskopisch glasglänzend ist das Mineral wohl nur in den dichteren und häufig porphyrartigen Formen, welche als Randzonen oder in Gängen auftreten, in denen dann auch der Feldspat gerne die Beschaffenheit des Sanidins hat und die man als Tinguait bezeichnet hat.

Der Leuzit ist nur dort erkennbar, wo seine Form noch deutlich ist, da er stets zu einem Gemenge von Orthoklas und Nephelin zerfallen oder zu Zeolithen, speziell Analzim, geworden ist. Häufiger frisch ist der Sodalith (seltener der Hauyn), makroskopisch farblos, grünlich oder lebhaft blau, bald in Kristallen, bald derb, im Dünnschliff fast stets farblos und öfters durch parallel eingelagerte, braune Stäbchen charakterisiert. Die gewöhnliche Umwandlung führt zur Bildung von Zeolithen, Spreustein. Der Kankrinit bildet meist stengelige Aggregate, die am häufigsten

gelb oder rötlich sind. Der seltene Eudialyt, meist in Verwachsung mit Eukolit, erscheint makroskopisch rot.

Von dunkeln Gemengteilen am verbreitetsten sind Pyroxene, namentlich Ägirinaugit und Ägirin; auch lichtgefärbter Diopsid, violetter Titanaugit, diallagartige Pyroxene und Akmit kommen gelegentlich vor; bei der häufigen Zonarstruktur sind die Randzonen am natronreichsten. Gleichfalls sehr mannigfaltig sind die Amphibole: brauner Barkevikit, blauschwarzer Arfvedsonit sowie dunkelgrüne, gleichfalls natronreiche Varietäten sind hier verbreitet. Bemerkenswert ist, daß die Amphibole randlich häufig in Pyroxen auslaufen im Gegensatz zu den Erscheinungen bei den Plagioklasgesteinen. Die öfter in größeren Blättchen auftretenden Glimmer sind sehr eisenreich und dunkel, grün oder braun bis schwarz gefärbt, einzelne sollen lithionhaltig sein.

Hinzu kommen in zahlreichen Varietäten der schwarze, im Dünnschliff braune Melanit und andere Titangranaten, Titanit in weitester Verbreitung, Apatit namentlich in den basischeren Gliedern oft sehr reichlich, und eine große Menge seltener, Zirkon und Titan enthaltender Silikate, welche insbesondere auf den zugehörigen Pegmatitgängen eine Rolle spielen, in mikroskopischen, vereinzelten Individuen aber auch den normalen Gesteinen nicht fehlen, z. B. Låvenit, Mosandrit, Rinkit, Astrophyllit etc., welche gern von Flußspat begleitet sind. Daneben fehlt der Zirkon selbst manchmal ganz, und auch oxydische Erze pflegen in den leukokraten Gesteinen spärlich zu sein; Sulfide spielen überhaupt keine Rolle. In kleineren Massiven und namentlich in den Kontaktzonen kommen Mineralien hinzu, die nur aus dem Nebengestein herstammen können, so z. B. Eisenspinell, Wollastonit und Skapolith. Bemerkt mag noch werden die weite Verbreitung von Kalkspat selbst in ganz frischen Gesteinen dieser Reihe.

Die granitische Struktur, welche namentlich in nephelinarmen Gesteinen hervortritt, wird durch die tafelige Entwicklung der Feldspate und ihre dabei hervortretende, fluidale Anordnung zu einer trachytähnlichen, oder aber die Feldspatspaltflächen bilden langgestreckte, gleichfalls oft parallel gelagerte Rhomben, wie in dem als Laurdalit bezeichneten Nephelinrhombensyenit *Südnorwegens*. Primäre Parallelstrukturen mancherlei Art finden sich, so namentlich die lagenweise Abtrennung des dunkeln Minerals, welche bei den glimmerführenden Miasziten einen schiefrigen, direkt gneisartigen Gesteinshabitus hervorbringt, der es merkwürdig erscheinen läßt, daß man im allgemeinen in der Geologie den Nephelingneis nicht kennt, obwohl Gesteine, welche den Namen „kristallinische Schiefer“ verdienen würden,

in der Reihe der Nephelingesteine keineswegs zu den Seltenheiten gehören. Besonders ausgezeichnet durch den geradezu schichtenartigen Aufbau sind die Vorkommnisse von *Ditró* in Siebenbürgen, wo die verschiedensten Mineralkombinationen in buntestem Wechsel auftreten. Gleichfalls sehr schieferähnlich erscheinen auch die an Ägirin reicheren und daher dunkler grünen Lujaurite, welche ziemlich mächtige Massive auf der Halbinsel *Kola* bilden. Auch eigentliche Augenstruktur ist bekannt, so in Bröggers Augenditroit. Endlich entstehen, analog wie beim Granit, schieferige, oft ziemlich anomal zusammengesetzte Schlieren durch Resorption des Nebengesteins; hierher gehören die südnorwegischen Ägirinschiefer, ziemlich dichte, grünlichgraue Gesteine, welche durch Resorption von Augitporphyritschollen entstanden sein sollen.

Trümmerstruktur ist bei den Nephelinsyeniten selten, sie wird zum Teil, wie in *Südnorwegen*, als primäre Bildung während der Kristallisation des Gesteins, Protoklase, angesehen und ist andernteils auch manchmal echte Kataklase, wie in dem nur in Blöcken bekannten Vorkommen von *Litchfield* in Maine, wo namentlich der herrschende Albit Mörtelstruktur zeigt. Anomale auf Piëzokristallisation zurückzuführende Mineralbildungen scheinen zu fehlen, wie auch die hierhergehörigen Gesteine als Folgeerscheinung der Gebirgsfaltung kaum vorkommen. Porphyrische Strukturen trifft man besonders in den Randzonen der Massive, und es gehen hier die porphyrischen Nephelinsyenite durch die Nephelinsyenitporphyre in Gesteine über, welche mit den effussiven Phonolithen volle Ähnlichkeit haben.

Chemische Verhältnisse. Die chemische Beschaffenheit der Nephelinsyenite ist in den normalen Typen charakterisiert durch einen verhältnismäßig niedern Gehalt an Kieselsäure, der zwischen etwa 52 und 56 % schwankt, neben einem sehr hohen, im allgemeinen 20 % übersteigenden Gehalt an Tonerde und einer Alkaliensumme von meist über 15 %, wobei (außer in leuzitreichen Gesteinen, die selbstverständlich kalireich sind) die Vorherrschaft von Natron gewöhnlich deutlich ist. In den nephelinreichen Spaltungsprodukten nähert sich die Gesamtzusammensetzung jener des Nephelins mit ca 45 % SiO_2, 30 % Al_2O_3 und über 20 % K_2O+Na_2O im Verhältnis von ca 1 : 4. Titansäure ist häufig in bedeutender Menge (1—2 %) vorhanden und in denselben Quantitäten auch das Zirkondioxyd manchmal nachweisbar.

Magnesia und Kalk sind im normalen Gestein sehr untergeordnet, erreichen aber in den basischen, gleichzeitig an Tonerde und Alkalien ärmeren Modifikationen, wie im Theralith, Proportionen, welche denen der Gabbrogesteine analog sind, entsprechend dem Anwachsen der dunkeln Bestandteile und dem Hervortreten eines Kalknatronfeldspats, den man im normalen Nephelinsyenit vermißt. Der Gehalt an Eisen ist dagegen auch im letzteren höher, als man im allgemeinen nach der mikroskopischen Analyse annehmen möchte, entsprechend dem Eisenreichtum der Bisilikate; er wechselt im allgemeinen zwischen 2 und 6%, geht aber bei den basischen Gliedern noch über das Doppelte hinaus. Ein nicht unbedeutender Gehalt an Chlor, seltener an Schwefelsäure, ist besonders in jenen Gesteinen zu beobachten, in welchen ein Sodalithmineral eine Rolle spielt.

Die Nephelinsyenite stehen in chemischer wie in geologischer Beziehung in Verbindung mit den Natronsyeniten, zu welchen alle Übergänge vorkommen, andernteils verlieren sie lokal ihren Alkalifeldspat, wie im Urtit, der ein vorherrschend aus Nephelin bestehendes Gestein darstellt, oder sie gehen in den vorherrschend aus Alkalifeldspaten bestehenden Mangerit oder Perthitophyr über. In andern Fällen tritt an die Stelle des Alkalifeldspats ein dem normalen Nephelinsyenit so gut wie ganz fremder Kalknatronfeldspat, mit dessen Anwachsen eine Zunahme der zweiwertigen Metalle überhaupt und damit ein Hervortreten des melanokraten Gesteinscharakters verbunden ist. Diese melanokraten Glieder führen andernteils wieder durch das Zurücktreten des Nephelins zum Gabbro hinüber, namentlich durch den sehr gabbroähnlichen, Orthoklas neben Labrador enthaltenden, nephelinarmen Essexit, zu welchem auch der tertiäre sog. Dolerit von *Rongstock* in Böhmen gehört. Die Plagioklasnephelingesteine oder Theralithe verlieren dann wieder mehr und mehr ihren Plagioklas und führen gleichfalls zu eigentlichen Nephelingesteinen, in denen aber das basische Mineral den vorherrschenden Bestandteil ausmacht, während der Nephelin auf 20% und darunter sinkt, dann tritt oft Olivin hinzu, und die letzte Phase stellen sehr alkaliarme oder ganz alkalifreie Pyroxenite und Peridotite dar.

Im allgemeinen erscheinen so in der Reihe von Natronsyenit zu Nephelinsyenit mit der Abnahme der Kieselsäure Tonerde und Alkalien in stark ansteigenden Proportionen, während die zweiwertigen Metalle nur wenig Änderung und im allgemeinen keine Zunahme zeigen, ganz im Gegensatz zu den Beobachtungen in den Reihen der Orthoklas- und Plagioklasgesteine, und dieses Gesetz hält an bis zu den allerbasischsten Nepheliniten. Sobald aber Kalk in bemerkbarer Weise steigt, stellt sich eine jenen Reihen analoge Gesetzmäßigkeit ein, und die Gesteine nähern sich in ihrer Gesamtzusammensetzung, abgesehen von dem noch immer höheren Alkaligehalt, mehr und mehr gabbroiden Typen, bis endlich mit dem Verlust von Feldspat und Nephelin der normale chemische Charakter der Peridodite und Pyroxenite erreicht ist. Endlich ent-

wickeln sich aus den basischen Formen, z. B. dem Jakupirangit von *São Paulo* in Brasilien, Schlieren von titanhaltigen Eisenerzen, welche bald sehr reich, bald arm an Apatit sind und öfter Zirkondioxyd (Baddleyit) enthalten.

Die Häufigkeit grobkörniger Ausbildung und das miarolitische Gefüge, ebenso wie die großartige Entwicklung der Pegmatite und der Kontaktgesteine machen es wahrscheinlich, daß das nephelinsyenitische Magma ursprünglich besonders reich an mineralbildenden Agentien war, und in derselben Richtung weist auch die weit verbreitete, schlierige Entwicklung, welche in den Nephelinsyeniten ihren Höhepunkt erreicht. Die stockförmigen Massen mit ihrem oft ins Kleinste gehenden, schlierigen Aufbau und ihrer ungemein wechselnden Fazies, mit der entsprechenden Mannigfaltigkeit jüngerer Gänge, welche sie durchsetzen, mit dem Mineralreichtum ihrer Pegmatite und der intensiven Kontaktmetamorphose des Nebengesteins gehören zu den anregendsten Gebieten, welche der Petrograph aufzufinden vermag. Auch die Kontaktzonen der Nephelinsyenite sind öfter in besonderer Großartigkeit entwickelt, und es ist bemerkenswert, daß in den hierher gehörigen Kontaktgesteinen öfter an seltenen Elementen reiche Mineralien eine Rolle spielen, welche diese Bestandteile nur dem eruptiven Magma verdanken können.

Trotz der unzweifelhaft im nephelinsyenitischen Magma vorhanden gewesenen bedeutenden Mengen an Mineralbildnern sind aber eigentliche Zersetzungsprozesse außer der Zeolithbildung verhältnismäßig untergeordnete Erscheinungen, und auch Mineralneubildungen, welche postvulkanischen Prozessen zuzuschreiben wären, erscheinen abgesehen von den Pegmatiten selten. Besonders erwähnenswert ist ein von dem hier sonst sehr seltenen Turmalin begleitetes Vorkommen von Zinnerz in den Nephelinsyeniten der *Serra de Tinguá* in Brasilien, und gleichfalls als Glieder der Zinnerzformation erweisen sich die Vorkommnisse von Kryolith im Nephelinsyenit von *Ivigtuk* in Grönland, wo auch lithionreiche Glimmer auftreten, die einen Anklang an die Lithionitgranite darstellen. Endlich ist zu erwähnen, daß die berühmten Vorkommnisse von Graphit (Alibertgraphit) in den *Batugolbergen* bei Irkutsk gangförmig im Nephelinsyenit aufsetzen.

Geologisches Vorkommen und Alter. Die Nephelinsyenite bilden Stöcke und Lakkolithe von meist nicht sehr bedeutenden Dimensionen, welche zum Teil ganz isolierte Vorkommnisse darstellen, wie der kleine Stock bei *Pouzac* in den Pyrenäen, bald in nächstem Verbande mit den mannigfaltigen blutsverwandten Natrongesteinen stehen, wie die Vorkommnisse *Südnorwegens,* wo vor allem die Beziehungen zu Natronsyenit und Natrongranit deutlich zu verfolgen sind und sich neben den Tiefengesteinen nicht nur das reiche Ganggefolge, sondern auch die zugehörigen Ergußgesteine einstellen. Noch viel mannigfacher sind die Erscheinungen in dem Nephelinsyenitgebiete der Umgebung von *Rio de Janeiro* oder von *Ditró,* wo leukokrate und melanokrate

Bildungen der verschiedensten Typen in buntem Wechsel miteinander vermischt sind, während in den Vorkommnissen des nördlichen *Finnlands* und der Halbinsel *Kola* die kieselsäureärmeren Glieder mehr hervortreten, wo z. B. der dunkle Lujaurit und ebenso der Ijolith selbständige Massive bilden, aber auch Urtit oder Theralith in ziemlich mächtigen Bänken als Schlieren oder als eigentliche Gänge im normalen Nephelinsyenit auftreten. — Überhaupt können all die mannigfaltigen, lichten oder dunkeln, Orthoklas oder Plagioklas enthaltenden oder davon freien Nephelingesteine eine etwas selbständigere Rolle spielen; so erscheint der Theralith in selbständigen Lakkolithen in den *Crazy Mountains,* und der Missourit bildet einen selbständigen Stock in den *Highwood Mountains,* beide in Montana.

Die grobkörnige Beschaffenheit der Nephelinsyenite verliert sich, besonders an den weniger mächtigen Vorkommnissen, gegen die Randzonen völlig; kleine Stöcke und die nicht seltenen, zum Teil bedeutenderen Gänge zeigen ein oft dichtes, hornsteinähnliches Salband, öfters mit deutlicher Porphyrstruktur, von der normalen Zusammensetzung der Phonolithe, die schon erwähnten Tinguaite. Anderenteils sind eigentlich aplitische Modifikationen bekannt, in denen sich auch, wie bei *Pouzac,* der Nephelin ganz verlieren kann, so daß die Gesteine sich den Bostoniten nähern.

Die Absonderungserscheinungen der Nephelinsyenite sind dieselben wie jene der Granite, die Verwitterung aber, welche in erster Linie eine weitgehende Vergrusung darstellt, dringt häufig sehr viel tiefer ein infolge des groben Korns, der Verbreitung wenig verbandfester, drusig ausgebildeter Gesteine und der leichten Angreifbarkeit des Nephelins. Im Gegensatz zu den so nahestehenden Natronsyeniten haben die hier betrachteten Gesteine daher keine technische Bedeutung, und völlig frische Gesteine treten nur da an die Oberfläche, wo, wie in *Südnorwegen,* in nicht allzu ferner Zeit die Abschürfung durch die Gletscher das verwitterte Material gründlich entfernt hat. Da in den jüngeren Faltengebirgen ausgedehntere Nephelinsyenite nicht bekannt sind, erscheinen die landschaftlichen Formen allenthalben gerundet, entsprechend jenen der Granitmassive im Mittelgebirge.

Was das geologische Alter betrifft, so ist dieses auch bei den Nephelinsyeniten in weitesten Grenzen wechselnd. Es gibt jedenfalls sehr alte Nephelinsyenite; so sind die Vorkommnisse in *Südnorwegen* und *São Paulo* in Brasilien paläozoisch. Dagegen hat das Gestein bei *Pouzac* jurassische Kalke umgewandelt, jenes der *Crazy Mountains* bildet einen Stock in der Kreide, und die mannigfachen Vorkommnisse von *Arkansas* besitzen tertiäres Alter. Zahlreiche Massen von Nephelinsyenit finden sich allerdings in Gebieten, welche geologisch noch sehr wenig erforscht

sind; dies gilt z. B. schon für die brasilianischen, in höherem Maße noch für die Vorkommnisse in *Grönland,* der westlichen *Sahara,* der *Kapverden,* des *Viti-Archipels* und anderer Orte.

Phonolith, Nephelinporphyr und Tephrit.

Makroskopische Beschaffenheit. Die Phonolithe (griech. phonos, Klang) und Nephelinporphyre sind in der Hauptsache die den Nephelinsyeniten entsprechenden Ergußgesteine. Echte Phonolithe zeigen in frischem Zustand makroskopisch gewöhnlich eine stark vorherrschende, dichte, hornsteinartige Grundmasse von splitterigem Bruch und grünlicher oder bräunlichgrüner Farbe, deren fettiger Glanz sehr charakteristisch ist. Mit zunehmender Umwandlung wird die Grundmasse matter bis tonsteinähnlich, die Farbe wird schmutzig weiß, gelblich oder braun, auch rot, und das in frischem Zustand recht gleichmäßig gefärbte Gestein nimmt gerne ein geflecktes Aussehen an. In den frischen Nephelinphonolithen treten meist nur ganz untergeordnet die glänzenden Spaltflächen des tafeligen, sanidinähnlichen Alkalifeldspats als größere Einsprenglinge hervor, während der Nephelin äußerlich nicht kenntlich wird. Einsprenglinge eines basischen Minerals sind im normalen Phonolith höchstens vereinzelt, in den andesitischen Phonolithen und namentlich in den plagioklasreichen Tephriten aber in größerer Menge vorhanden. Eine dünnplattige Absonderung, welche in den frischen Gesteinen meist wenig deutlich ist, tritt bei der Verwitterung hervor, Porphyrschiefer (Fig. 68), und der helle Klang dieser im Innern noch frischen, äußerlich oft von weißer Rinde überzogenen Platten hat zu dem Namen Klingstein Anlaß gegeben. Durch Verlust des Feldspats gehen die phonolithischen Nephelinite hervor, die etwa dem Urtit entsprechen.



Fig. 68. Porphyrschiefer; dünnplattig verwitterter Phonolith. Black Hills. (Nach J. D. Irving.)

Wie die Nephelinsyenite aufs innigste mit plagioklasreichen und melanokraten Gesteinen verbunden sind, so trifft man diese auch bei den Phonolithen; sie nehmen mehr schwärzlichgraue Farben an, nähern sich in ihrem Habitus den Andesiten und zeigen auch in größerer Anzahl Einsprenglinge von schwarzer Hornblende oder von Pyroxen, andesitische Phonolithe, und diese führen hinüber zu den schon recht basischen Nephelintephriten, welche vorherrschend Plagioklas führen und oft gar keinen Orthoklas mehr enthalten. Gegenüber von den später zu besprechenden Nephelinbasalten unterscheiden sich aber diese Gesteine durch ihre lichtere, jedenfalls nicht rein schwarze Farbe, durch die deutlich ausgeprägte porphyrische Struktur, welche namentlich in zahlreichen Pyroxeneinsprenglingen hervortritt, neben denen aber wohl immer auch Einsprenglinge der lichten Mineralien vorhanden sind, und durch die gewöhnlich viel weniger kompakte, eigentlich andesitartige Grundmasse.

Neben den Nephelin und an Stelle desselben treten in zahlreichen Vorkommnissen Leuzit und Mineralien der Sodalithgruppe. Ersterer erscheint nicht selten in recht großen, weißen Ikositetraedern, welche häufig infolge von Schrumpfung wenig fest im Gestein sitzen *(Monte Tavolata)*, kleinere sind öfter der Mittelpunkt dunkler Kränze von Ägirinnadeln (*Olbrück*, Eifel). Man unterscheidet den oft nephelinreichen Leuzitophyr mit hellgrauer oder gelblicher, meist nicht sehr dichter Grundmasse, der sich auch durch die große Menge der Einsprenglinge von Leuzit, Sanidin, Hauyn, Ägirinaugit, Biotit, Melanit gegenüber dem normalen Typus der Phonolithe kenntlich macht; ähnlich diesem ist öfter auch der nephelinfreie Leuzitphonolith.

Viel mehr bewahren den Habitus der Phonolithe die reichlich Hauyn und Nosean führenden Glieder, Hauynophyr und Hauynphonolith. In den ganz frischen und dann ziemlich dunkeln, splitterigen, fettglänzenden Gesteinen sieht man oft neben den Spaltflächen des Sanidins zahlreiche, schwärzlichbraune, ungemein quarzähnliche Durchschnitte, welche dem Hauyn angehören (*Pleeren* im Hegau); viel leichter ist dieser natürlich bestimmbar, wenn er blau ist. Die Veränderung des Gesteins ist meist mit einer Ausbleichung verbunden; sie beginnt mit der Zeolithisierung des Hauyns, der nun in scharf umgrenzten weißen Flecken hervortritt, deren Formen sich vom Dodekaeder ableiten *(Hohentwiel)*. Auch die Leuzit- und Hauyngesteine nehmen Plagioklas auf und werden mit dessen Zunahme mehr und mehr melanokrat. Sie nähern sich dem Habitus der Andesite, so z. B. in den Hauynandesiten des *Montdore;* schließlich entwickeln sich wieder die orthoklasarmen Typen der Tephrite, meist aschgraue, poröse oder wenigstens nicht sehr kompakte Gesteine mit zahlreichen Einsprenglingen, unter welchen die Pyroxene häufig vorwiegen. Den Typus der Leuzittephrite stellen die Laven des *Vesuvs* dar, sehr glasreich ist der Mondhaldeït am *Kaiserstuhl*, während man die Vorkommnisse der *Roche Sanadoire* in der Auvergne als Hauyntephrite bezeichnen kann. Speziell in der Gruppe der Leuzittephrite tritt lokal auch der Melilith, makroskopisch als rostgelbe Flecken zu erkennen, in den Gesteinsbestand ein. Sehr basische, hornblendereiche, chemisch den Basalten nahestehende Tephrite hat man als Kulait oder Buchonit bezeichnet.

Neben den an Nephelin resp. Leuzit oder Hauyn reicheren Gesteinen, welche die eigentliche Reihe von Phonolith zu Tephrit bilden, treten meist

im Verband mit diesen an den erwähnten Mineralien ärmere Bildungen auf, in denen diese nur noch den Charakter akzessorischer Gemengteile haben: Solche Gesteine sind teils eigentliche Orthoklas- resp. Anorthoklasgesteine, welche als Nephelin-, Leuzit-, Hauyn- resp. Sodalithtrachyt bezeichnet werden können und bald den echt trachytisch rauhen Charakter noch an sich tragen, bald eine phonolithartig dichte Grundmasse annehmen und dann auch gerne plattig abgesondert sind, phonolithische Trachyte.

Andernteils sind Glieder bekannt, welche neben Orthoklas in bedeutender Menge Plagioklas enthalten, der schließlich zum herrschenden Gesteinsbestandteil wird. Das sind die Trachydolerite (zu diesen gehört auch der Ciminit), welche in ihrem äußeren Habitus mit den Tephriten übereinstimmen, Gesteine, welche auf den *Kanarischen Inseln* und den *Azoren* ebenso wie im *Plateau Central* in inniger Verbindung mit Phonolithen auftreten. In diese Reihe gehören die zum Teil noch quarzführenden Banakite, die Leuzit und etwas Olivin enthaltenden Shoshonite und die sehr basaltähnlichen Absarokite aus dem *Yellowstone National Park*, welche zum Teil sehr glasreich sind, sonst aber keine gesonderte Stellung einnehmen. Endlich ist zu erwähnen, daß glasige Ausbildungsformen, Obsidian und Bimsstein, von allen erwähnten Typen namentlich als oberflächliche Bildungen bekannt sind, daß ferner unter denselben Verhältnissen schlackige und blasige Gesteine auftreten, in deren Hohlräumen sich oft prachtvolle Kristallisationen, namentlich von Zeolithen, angesiedelt haben, wie überhaupt die Familie der Phonolithe, ähnlich den Basalten, besonders reich an Neubildungen von Zeolithen ist. Unter allen nicht porösen Eruptivgesteinen sind die Phonolithe die spezifisch leichtesten, ähnlich den Nephelinsyeniten; das Gewicht steigt aber in den melanokraten Tephriten bis über 2,8 an.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Das vorherrschende Mineral normaler Phonolithe ist ein natronreicher Sanidin oder ein diesem sehr ähnlicher Anorthoklas, beide in größeren, tafeligen Individuen, klar und perlmutterglänzend makroskopisch hervortretend. Für die Nephelinrhombenporphyre *Südnorwegens* sind die rhombischen Durchschnitte der meist stark getrübten Feldspate charakteristisch, wie sich überhaupt die Nephelinporphyre durch trübe Beschaffenheit und oft lebhaft rote Farbe des Feldspats auszeichnen. In der Grundmasse der trachytähnlichen Gesteine zeigt der Feldspat Form und Anordnung wie im Trachyt in ganz besonderer Vollkommenheit, in den eigentlichen Phonolithen bildet er ein mehr regelloses Aggregat, in welchem die kleinen Ägirinmikrolithe und Nephelinkriställchen eingebettet sind. Wo Plagioklase auftreten, haben diese dieselbe Ausbildung wie in den Andesiten, doch fehlen sie den eigentlichen Phonolithen vollständig.

Der Nephelin tritt nur selten in größeren Kristallen hervor, meist sind es kleine, aber wohlumgrenzte, gedrungene Prismen,

welche in den eigentlichen Nephelinphonolithen ungemein reichlich in der Grundmasse eingestreut sind. Dem bloßen Auge deutlich sind die als Liebenerit oder Gieseckit bezeichneten Nephelinpseudomorphosen der Liebenerit- und Gieseckitporphyre. Leuzit resp. Hauyn und Nosean oder der seltenere Sodalith finden sich gleichfalls nur in Kristallen und können alle Erscheinungen zeigen, welche bei den betreffenden Mineralien beschrieben wurden, doch bildet der Leuzit selten so mikrolithische Individuen, wie sie für die Leuzitbasalte charakteristisch sind. Besonders zu erwähnen sind die in ihrer Form noch deutlich erkennbaren, oft faustgroßen Leuzitpseudomorphosen der Leuzitporphyre. Wo zwei Generationen von Sodalithmineralien auftreten, ist die jüngere an Natron reicher, gewöhnlich Nosean. Die Umwandlung der Gesteine nimmt im allgemeinen ihren Ausgang von diesen Gemengteilen.

Von dunkeln Mineralien ist Pyroxen das häufigste, als Einsprengling meist vereinzelter Ägirinaugit, in der Grundmasse gewöhnlich Ägirin in schlecht ausgebildeten, von Nephelinkriställchen durchlöcherten Individuen, die sich gerne in Kränzen um Nephelin oder Leuzit anlegen und dem Gestein ein schon makroskopisch geflecktes Aussehen geben. Die nicht seltene Umwandlung führt zu braunen oder rötlichen Flecken von Eisenoxyden, womit die grünliche Farbe des Gesteins sich zu einer bräunlichen oder roten verändert, wie es namentlich der Liebeneritporphyr zeigt.

Hornblende ist seltener und gehört gewöhnlich zum Barkevikit; sie bildet dann im allgemeinen nur die Einsprenglinge, die meist sehr sark resorbiert, oft bis auf dunkle Flecken aufgelöst sind. In der Grundmasse findet sich Amphibol (neben Änigmatit) in den Apachiten der *Apache-Mountains* in Westtexas. Biotit erscheint noch seltener und meist gleichfalls stark resorbiert. Olivin ist, namentlich in den Tephriten, ein öfters schon makroskopisch hervortretender Gemengteil, der sich vereinzelt auch manchmal in Phonolithen findet. Im Dünnschliff brauner Melanit ist in größeren Kristallen ein häufiger Nebengemengteil, ebenso fehlen die bei den Nephelinsyeniten erwähnten seltenen Mineralien nicht, doch sind sie sehr spärlich und nur in winzigen Individuen zu beobachten. Titanit ist oft in honiggelben Kristallen makroskopisch erkennbar, Apatit und Zirkon und ebenso die oxydischen Erze erscheinen in wechselnden Mengen und fehlen manchmal ganz. Sulfide spielen auch hier keine Rolle. Wo Melilith in das Gesteinsgemenge eintritt, wie in dem Tephrit (sog. Leuzitit) vom *Capo di Bove* (Grabmal der Cäcilia Metella an der Via Appia), bildet er größere, makroskopisch erkennbare gelbe Flecken, welche ganz von Leuzit durchlöchert sind, und wird von Perowskit begleitet. In demselben Gestein ist auch der Biotit reichlicher und in gutem Erhaltungszustand zu beobachten.

Sekundäre Produkte sind Zeolithe und Kalkspat, welche in den stärker veränderten Gesteinen oft in Menge vorhanden sind. Die eisblumenartigen Aggregate von Natrolith greifen von der Umwandlung des Hauyns oder Nephelins ausgehend auf die Feldspate über, und gleichzeitig durchziehen mit demselben Mineral ausgekleidete Adern das Gestein. Der Leuzit wird häufiger zu Analzim, und Kalkspat siedelt sich in feiner Verteilung als Imprägnation der Grundmasse an. Anderenteils führt die Umwandlung zu trüben, noch im Dünnschliff schmutzig erscheinenden, tonigen Aggregaten.

Glas als Gesteinsbestandteil ist auch unter dem Mikroskop nicht gerade häufig nachzuweisen und findet sich dann namentlich an der Oberfläche der Eruptivmassen oder an schmalen Gängen. Es ist leicht von Salzsäure angreifbar und entsprechend der Zusammensetzung der Gesteine natronreich. Daß auch unter den umgewandelten Nephelinporphyren eigentliche Vitrophyre vorhanden waren, beweist das Vorkommen von Perliten der Liebeneritporphyre des *Fassatals*.

Die Struktur der Phonolithe ist ausgesprochen porphyrisch; auf die Erscheinungen in dieser Beziehung wurde schon S. 133 hingewiesen. Die Grundmasse zeigt in den trachytähnlichen Gliedern besonders charakteristisch die sog. trachytische Struktur (vgl. Fig. 41, S. 75), und der zwischen die Feldspatleisten eingeklemmte Nephelin ist meist recht schwer zu erkennen. In den an Nephelin, Leuzit und Hauynmineralien reichen Gesteinen erscheinen die kristallographisch wohlumgrenzten Individuen dieser Mineralien eingebettet in dem mehr oder minder unregelmäßigen Feldspatmosaik, welches in den typischsten Nephelinsyeniten ganz durchwachsen ist von zerfaserten und einschlußreichen Ägirinmikrolithen, während letzteres Mineral in den Leuzitphonolithen im allgemeinen besser umgrenzt ist und nicht allzu kleine Individuen bildet. Durch die weit verbreitete Umwandlung werden die Strukturformen indes ungemein stark verwischt. In den plagioklasreicheren Gesteinen tritt die Ausbildung der Andesite hervor. Unter den Absonderungsformen der Phonolithe am weitesten verbreitet ist die plattige, welche oft geradezu schieferig wird; sie ist zum Teil eine echt fluidale Erscheinung, indem die Sanidintafeln ausschließlich in der Ebene der Absonderung liegen. Prismatische Absonderung kommt vor, ist aber viel seltener.

Es mag noch auf einige Erscheinungen hingewiesen werden, welche für die hier betrachteten Gesteine von Bedeutung sind. In einzelnen Phonolithen finden sich bruchstückartige körnige Aggregate von Zusammensetzung und Struktur der Nephelinsyenite, welche nur als in der Tiefe gebildete „Ureinschlüsse" anzusehen sind. Ähnliche Bildungen trifft man auch unter den Auswürflingen innerhalb der zugehörigen Tuffe, und überhaupt führt die Reihe von den Natrontrachyten zu den basischen Tephriten häufiger solche akzessorische Bestandmassen als andere Gruppen, und man trifft eine Reichhaltigkeit an Mineralien auf den Drusenräumen dieser oft pegmatitartig entwickelten Gesteine, wie sie z. B. an der *Somma*, am *Laacher See* oder auf den *Azoren* bekannt sind. Zum Teil sind es vorherrschend aus Sanidin resp. Anorthoklas bestehende Blöcke mit drusiger Struktur, die sog. Sanidinite, in denen Nephelin, Leuzit und Sodalithmineralien stets vorhanden sind, begleitet von natronreichen Pyroxenen und Amphibolen, ferner von Titanit, Orthit, Zirkon, Låvenit etc., die auf den Drusen oft in prachtvollen Kristallen

aufsitzen. Oder aber der Hauptbestand, wie z. B. jener zahlreicher Sommablöcke, weist mit seinem Gehalt an vorherrschendem Granat, Vesuvian, Meroxen, Skapolith und andern Kontaktmineralien auf ursprüngliche Bruchstücke des Nebengesteins, die von den Agentien des Schmelzflusses umgewandelt, ausgenagt und mit Sanidin, Nephelin, Sodalith etc. imprägniert sind.

Außerdem trifft man in den Gesteinen der Phonolith-Tephritreihe, abgesehen von den Zeolithen, bald auf Klüften, bald auf kavernösen Hohlräumen, mannigfache Neubildungen, welche nur auf Fumarolen zurückgeführt werden können, unter denen neben zahlreichen der oben erwähnten Mineralien noch Apatit, Melilith, Fayalit, Lievrit, rhombische Pyroxene etc. anzuführen sind. Diese Erscheinungen weisen insgesamt darauf hin, daß dem phonolithischen Magma wie jenem der Nephelinsyenite ursprünglich ein hoher Gehalt an mineralbildenden Agentien eigen war.

Chemische Verhältnisse. Die chemischen Verhältnisse der Reihe von Phonolith zu Tephrit zeigen gegenüber den im vorigen Kapitel betrachteten Verhältnissen nichts besonders Bemerkenswertes. Sie enthalten vielleicht, dem häufigeren Auftreten von Hauyn entsprechend, durchschnittlich etwas mehr Kalk und Schwefelsäure als die entsprechenden Syenite, im allgemeinen aber ist ihre Zusammensetzung ebenso wie ihr Habitus übereinstimmend mit jenem der Tinguaite, welche man als aplitische „Ganggesteine" der Nephelinsyenite aufgestellt hat, innerhalb deren sie als Gänge oder in Randzonen auftreten. Daß zahlreiche Analysen von Phonolithen einen hohen Wassergehalt (bis 2,5 % in verhältnismäßig frischem Gestein) ergeben, kann auf die allenthalben nachweisbare Zeolithbildung zurückgeführt werden, welche bei den Phonolithen noch verbreiteter ist als bei den Nephelinsyeniten, und in deren Gefolge auch eine starke Verringerung des spezifischen Gewichts eintritt.

Die Phonolithe gehören zu den am leichtesten angreifbaren Gesteinen, die daher nur wenig technische Verwendung finden, abgesehen von der Melioration des Bodens, zu welcher diese alkalireichen Gesteine sich besonders eignen. Es ist bemerkenswert, daß größere Ablagerungen von Kaolin nirgends aus Phonolithen entstanden sind. Wo dieses Mineral als Umwandlungsprodukt von Phonolithen erwähnt wird, ist seine Bestimmung gewöhnlich nur auf das äußere Ansehen der mürben, weißen Umwandlungsprodukte begründet, welche gern als lockere Verwitterungsrinde die Außenfläche der Phonolithe umkleiden. Im Gegensatz zu dieser erweist sich die Zeolithbildung als eine auch in der Tiefe zu verfolgende und daher postvulkanische Erscheinung.

Geologisches Vorkommen und Alter. Die eigentlichen Phonolithe bilden nächst den Basalten die typischen Kuppen (Fig. 69), häufig im Gegensatz zu den letzteren von gewaltigen Tuffablagerungen begleitet *(Hegau)*, die sich in weitem Umkreis um dieselben abgelagert haben. Doch fehlen solche fast ganz dem phonolithreichen *böhmischen Mittelgebirge.* Verbreitet sind ferner Gänge und Ströme, letztere namentlich mit blasiger Oberfläche, die auch zur Bildung von Mandelsteinen führt. In denselben Partien trifft



Fig. 69. Phonolithkuppe, Ruine Tollenstein bei Warnsdorf, Nordböhmen. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

man nicht gerade häufig auch Gläser, Phonolithvitrophyr, gerne in eutaxitischer Verwebung mit kristallinischen Partien. Bimssteine von phonolithischer Zusammensetzung kennt man namentlich am *Laacher See.*

Trachydolerite und Tephrite finden sich vorherrschend in Gängen und Strömen, letztere namentlich oft in der typischsten Ausbildung der Lava mit den mannigfaltigsten Formen wulstiger und gekröseartiger Oberflächen, wie sie namentlich in den schlackig entwickelten Tephriten des *Vesuvs* (Fig. 70) hervortreten.



Fig. 70. Wulstlava mit Schlackenkegel, Vesuv. Lava von 1893. (Phot. Sommer, Neapel.)

Die Phonolithe und die Gesamtheit der sich an sie anschließenden Natrongesteine bilden recht ausgesprochene petro-

graphische Provinzen, und die verschiedenen Typen treten oft in innigster Verbindung und fast lückenloser Reihe auf. So kennt man sie aus dem Eruptivgebiet des *Cantal* und von den *Kanarischen Inseln;* dann nehmen gewöhnlich die eigentlichen Phonolithe zeitlich eine Mittelstellung ein. Andernteils aber sind die Beziehungen der Phonolithe zu den Basalten besonders bemerkenswert, wie bei letzteren ausgeführt werden wird. Was das geologische Alter betrifft, so erscheinen, wie oben erwähnt wurde, eigentliche Phonolithe, welche man als Tinguaite, Tinguaitporphyre resp. Leuzittinguaite etc. bezeichnete, lokal auch mit der glasigen Fazies der Tinguaitvitrophyre in Verbindung mit den verschiedenaltrigen Nephelinsyeniten als Randzonen und in Gängen. Aber auch in Effusivmassen kennt man sie aus verhältnismäßig frühen geologischen Perioden, so aus dem Karbon von *São Paulo* in Brasilien und an der *Tunguska* in Sibirien.

Natrongranit und Natronsyenit.

Makroskopische Beschaffenheit. Die hier als Natrongranite (engl. sodagranite, Alkaligranit Rosenb. z. Tl.) zusammengefaßten Gesteine sind nur selten Glimmergranite; die meisten und charakteristischen derselben sind Ägirin- und Riebeckit- resp. Arfvedsonitgranite, in ihrem äußeren Habitus mit jenem normaler, nicht quarzreicher Granite recht wohl übereinstimmend. Arm an dunkeln Bestandteilen, mit vorherrschendem grauen oder rötlichen Feldspat und mehr oder weniger Quarz sind es mittel- bis grobkörnige Gesteine mit weitverbreiteter drusiger Struktur. Porphyrische Ausbildung ist öfter zu beobachten. Feinkörnige Typen, entsprechend den Mikrograniten, oft auch porphyrisch (Paisanit und Lestiwaarit), trifft man namentlich gangförmig; sie neigen zu den Apliten und wurden zum Teil infolge von Verwechslung des in denselben vorhandenen Riebeckits als Turmalingranite bezeichnet.

Mit dem Zurücktreten des Quarzes gehen die Natronsyenite (Alkalisyenite Rosenb.) hervor, welche fast stets in inniger geologischer Verbindung mit Nephelinsyeniten stehen und häufig akzessorisch Nephelin und die übrigen Mineralien dieser Gesteine aufweisen. Man hat unter den Natronsyeniten unterschieden: die meist glimmerführenden Nordmarkite *(Norwegen)* und Pulaskite *(Arkansas)*, von denen erstere häufig echte Quarzsyenite sind, gegenüber den vorherrschend Natronamphibol führenden Umptekiten (Halbinsel *Kola*), welche bald Quarz bald Nephelin akzessorisch enthalten. Leistenförmige Feldspate in trachytoider Anordnung enthalten die Hedrumite, rhombenförmige, oft mit prächtigem Farbenschiller, die Rhombensyenite oder Laurvikite *(Norwegen)*, lichte bis schwärzlichgraue, auch rote, recht grobkörnige Gesteine, deren basisches Mineral meistens Pyroxen ist, und welche einen Teil der Augitsyenite der älteren Literatur darstellen, stellenweise wohl auch als Zirkonsyenite bezeichnet wurden. Man spricht ferner je nach

dem herrschenden dunkeln Mineral von Riebeckit-, Arfvedsonit- und Ägirinsyeniten.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Der vorherrschende Gemengteil all dieser Gesteine ist ein Alkalifeldspat. Stark perthitisch durchwachsener Orthoklas oder Albit mit deutlicher Zwillingslamellierung, ersterer häufig rötlich, letzterer weiß, gelblich oder grau, sind in den Graniten gewöhnlich; seltener ist im Granit der Anorthoklas, der dagegen neben den beiden andern im Syenit eine bedeutende Rolle spielt. Die Ausbildung des Feldspats ist bald mehr isometrisch bald tafelig, letzteres namentlich in den quarzärmeren Gliedern. Beim Laurvikit erscheint er eigentlich prismatisch mit dem charakteristischen Rhombenquerschnitt. Kalknatronfeldspat spielt in den normalen Natrongesteinen keine Rolle; doch trifft man ihn in lokalen Modifikationen, so in dem südnorwegischen Åkerit, dessen Alkalifeldspate einen Kern von Kalknatronfeldspat aufweisen, und die chemisch zu den Monzoniten hinüberführen. Von den basischen Mineralien ist der Glimmer, ein eisen- und titanreicher Biotit oft recht gut begrenzt, ebenso hin und wieder der Pyroxen, welcher bald diallagähnlich bald Hypersthen ist, am häufigsten aber den verschiedenen Mischungen von Ägirinaugit zu Ägirin angehört, oft in zonarer, nach außen natronreicherer Schichtung. Die Natronamphibole dagegen sind entweder nur in der Prismenzone kristallographisch begrenzt oder überhaupt unregelmäßige Fetzen, welche namentlich in den mikrogranitischen Gesteinen von Quarz und Feldspat ganz durchlöchert und daher oft sehr schwer bestimmbar sind.

Über den Quarz der granitischen Gesteine ist nichts Besonderes zu sagen. Bemerkenswert ist die Seltenheit weitergehender Kataklase; mit dem Feldspat bildet er öfter, namentlich in den Mikrograniten, pegmatitartige Verwachsungen. Mit dem Zurücktreten des Quarzes kommen akzessorisch Nephelin und Sodalith hinzu, beide gerne in Zeolithe umgewandelt, und auch der oft serpentinisierte Olivin ist dann ein nicht seltener, wenn auch spärlicher Gemengteil, der sich besonders dort einstellt, wo die dunkeln Gemengteile sich zu kleinen Nestern sammeln, wie im Laurvikit. Allverbreitet sind Titanit, Apatit, Zirkon und Orthit; seltener sind in den kieselsäurereichen Typen oxydische Erze, von denen aber namentlich Titaneisen in den Natronsyeniten öfter in größerer Menge auftritt. Sulfide fehlen so gut wie ganz.

Was die Struktur betrifft, so ist diese bei den Natrongraniten im allgemeinen echt granitisch, sie macht öfter bei den quarzfreien Natronsyeniten einer durch fluidale Anordnung der tafeligen Feldspate trachytähnlichen Struktur Platz, während der Typus der Laurvikite, oft auch ausgezeichnet fluidal ausgebildet, im Querschnitt aus lauter spitzwinkeligen Rhomben zusammengesetzt erscheint, in deren Zwickeln sich die dunkeln Mineralien zu Nestern vereinigen.

Porphyrartige Strukturen sind nicht allzu selten und stellen sich in den Grenzzonen wie in Gängen ein, ebenso wie bei den Orthoklasgesteinen zwischen dem körnigen Tiefengestein und dem porphyrischen Ergußgestein vermittelnd. Die Natrongranitporphyre haben makroskopisch und mikroskopisch die Formen der gewöhnlichen Granitporphyre mit ihren verschiedenen Modifikationen. Analog gehen die Natronsyenite über in Natron-

syenitporphyre mit bald tafeligem bald prismatischem Feldspat, in letzterem Fall mit ausgesprochen rhombischen Querschnitten.

Chemische Verhältnisse. Bei den kieselsäurereichsten der hier betrachteten Gesteine erscheint der Typus der Natrongesteine noch sehr wenig ausgeprägt, sie würden wohl besser nach Rosenbuschs Vorgang als Alkaligranite zu bezeichnen sein, da das Kali öfter noch über das Natron überwiegt und der hauptsächlichste Unterschied in dem ungemein starken Zurücktreten der zweiwertigen Metalle, speziell des Kalks besteht, das in dem Fehlen des Kalknatronfeldspats und der geringen Menge der dunkeln Bestandteile begründet ist. Einzelne Zweiglimmergranite und namentlich Lithionitgranite, welche durchaus nicht in die hier aufgeführte Sippschaft gehören, zeigen damit in ihrer Zusammensetzung mehr Übereinstimmung.

Der Name Natrongranit wurde festgehalten, einesteils wegen der geologischen Verbindung mit den übrigen, durch die Vormacht von Natron unter den Alkalien fast durchgehends ausgezeichneten Gesteinen, andernteils weil das in die Bisilikate eintretende Alkali stets Natron ist, und Natronamphibole und -pyroxene die bezeichnenden basischen Bestandteile all dieser Gesteine sind, im Gegensatz zu den normalen Typen der Granite und Syenite.

Mit der Abnahme der Kieselsäure auf ca 68 % und darunter ist das Vorherrschen von Natron eine ständige Erscheinung, und die Änderungen im chemischen Bestand vollziehen sich in analoger Weise, wie es bei den Nephelinsyeniten dargestellt wurde, d. h. es nimmt im allgemeinen mit sinkender Kieselsäure der Gehalt an Tonerde zu, die in den ca 58 % SiO_2 enthaltenden Laurvikiten ein Fünftel des Gesteinsbestandes überschreitet. Gleichzeitig erhalten sich die Alkalien ungefähr auf gleicher Höhe von 10 bis 12 %, während zweiwertige Metalle eine viel geringere Rolle spielen als in den entsprechenden Orthoklasgesteinen. Der Gehalt an Magnesia überschreitet dabei 1 % nur selten, und auch jener an Kalk beträgt nur in den Laurvikiten und den diesen äquivalenten Rhombenporphyren mehr als ca 2 %. Der Eisengehalt dagegen, Oxyd sowohl als Oxydul, zeigt im allgemeinen den Orthoklasgesteinen gegenüber wenig Unterschied. Ein nicht unbedeutender Gehalt an Titansäure (ca 1 %) und an Zirkondioxyd (in den Analysen meist nicht bestimmt) ist auch hier in weitester Verbreitung vorhanden. Entsprechend dem Fehlen der Sulfide ist Schwefel kaum irgendwo nachweisbar, dagegen stets Phosphorsäure und in den sodalithführenden Gliedern Chlor.

Mit den Nephelinsyeniten haben die Magmen der Natrongranite und -syenite den hohen Gehalt an Mineralbildnern gemeinsam, daher die weitverbreitete, oft makroskopisch deutliche miarolitische Struktur mit den wohlausgebildeten Kristallenden in den drusigen Hohlräumen, ihre oft recht grobkörnige Entwicklung, welche namentlich im Laurvikit hervortritt, und die großartige Ausbildung der Pegmatite und der Kontaktgesteine, welche an zahlreichen Punkten verfolgt werden kann. Abgesehen von der Trübung der Feldspate und der Zeolithisierung, welche lokal intensiver auftritt, sind aber auch hier die Erscheinungen der Zersetzung beschränkt, und es fehlen eigentliche Kaolinlager, die aus Natrongesteinen hervorgegangen sind.

Geologisches Vorkommen und Alter. Die Natrongranite sind nicht sehr weit verbreitete Gesteine; lokal finden sie sich aber in bedeutenden selb-

ständigen Massiven. Weitaus die meisten sind mit den übrigen Natrongesteinen vergesellschaftet, so namentlich in den ausgedehnten Eruptivgebieten von *Südnorwegen.* Noch inniger sind die Natronsyenite mit den Nephelingesteinen verwandt, indem sie ausschließlich mit diesen zusammen auftreten und durch alle Übergänge mit ihnen verbunden sind. Es kann daher in Bezug auf geologisches Vorkommen und Alter auf das dort Gesagte verwiesen werden.

Ebenso wie in den Nephelinsyeniten selbst die Grenzzonen sich oft sehr den entsprechenden Porphyren nähern, ist die Erscheinung bei den Natrongesteinen; ein Beispiel ist die rhombenporphyrische Grenzzone der Laurvikite. Es verbinden sich auch hier in der petrographischen Beschaffenheit Tiefengesteine und Ergußgesteine in sehr vollständiger Weise, und die echt effusiven Decken von Rhombenporphyr im *Kristianiagebiet,* die ebendort massenhaft auftretenden Gänge dieser Gesteine und die erwähnten Grenzzonen der Stöcke und Lakkolithe sind petrographisch sehr annähernd identische Bildungen.

Natronliparit, Natrontrachyt und Keratophyr.

Makroskopische Beschaffenheit. Die Natronliparite, deren normalste Typen auch mit dem Namen der Comendite (*Comende* auf der Insel San Pietro bei Sardinien) oder Taurite *(Taurien)* bezeichnet werden, haben den Habitus der Liparite, ebenso wie die Quarzkeratophyre (griech. keras, Horn), Hornsteinporphyre oder Lenneporphyre, vielleicht abgesehen von der geringeren Menge der Quarzeinsprenglinge, jenen der Quarzporphyre an sich tragen. Mehr den Natrontrachyten gleichen die als Quarzbostonit oder Lindöit bezeichneten Gesteine, während die Quarztinguaite oder Grorudite entschieden phonolithischen Charakter zeigen. Die Natrontrachyte, Bostonite oder phonolithischen Trachyte, je nach ihrer Zusammensetzung auch als Ägirin-, Riebeckit-, Sodalith-, Hauyntrachyte etc. bezeichnet, zeigen nur ausnahmsweise den rauhen Charakter der normalen Trachyte, sondern häufiger einen milden, seidenartigen Glanz des Bruches; die entsprechenden Keratophyre oder Lahnporphyre sind ähnlich den Orthoklasporphyren verwittert aussehende Gesteine mit meist schmutzigen Farben in grünlichen und bräunlichen Tönen, in denen an Stelle der sanidinähnlichen Einsprenglinge trübe Flecken getreten und statt des dunkeln Minerals häufig nur Haufwerke von Chlorit oder Rost vorhanden sind.



Fig. 71. Rhombenporphyr, Kolsaas bei Kristiania.

Eine anormale Stellung nehmen die den Laurvikiten entsprechenden Rhombenporphyre (Fig. 71) ein, in denen die schon öfter besprochene Rhombenform des lichten Anorthoklases aus der roten oder

bräunlichen, völlig dichten, steinartigen Grundmasse sich besonders lebhaft abhebt. Die plattige Absonderung dieser Gesteine läßt die fluidale Anordnung der Rhomben oft prächtig hervortreten. Den mehr phonolithoiden Charakter dieser Gruppe zeigen die Sölvsbergite, die man auch als quarz- und nephelinfreie Tinguaite bezeichnet hat. Endlich sind hier anzuschließen die quarzhaltigen oder quarzfreien Gesteine der Insel *Pantelleria,* die Pantellerite, dunkle, grünlichschwarze Gesteine, oft porös und trachytähnlich, nicht reich an Einsprenglingen, ganz lokale Bildungen, welche auch chemisch eine Sonderstellung einnehmen. Unter den frischen der hier erwähnten Gesteine sind sie die spezifisch schwersten, ca 2,7, ein Gewicht, das nur von stark umgewandelten Keratophyren erreicht wird.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Der vorherrschende Gemengteil der verschiedenartigen, hier zusammengefaßten Gesteine ist ein Alkalifeldspat, selten Sanidin, öfter Kryptoperthit, Anorthoklas und Albit (Albitliparit, Albitophyr). Besonders beim Keratophyr sind die Einsprenglinge von Albit meist tafelig ausgebildet und öfter fluidal angeordnet, in den frischen Gesteinen glasartig und sanidinähnlich, in den zersetzten stark getrübt, rötlich oder grünlich und unter dem Mikroskop fleckenweise zu glimmerartigen Aggregaten umgewandelt. Letzteren Habitus zeigen auch die prismatisch ausgebildeten Anorthoklaseinsprenglinge der Rhombenporphyre, deren Grundmasse öfters trachytische Struktur hat. Der Quarz hat dieselben Eigenschaften wie im Liparit, nur tritt er mehr zurück. Basische Mineralien sind die alkalihaltigen Pyroxene und Amphibole, Ägirinaugit, Ägirin, Riebeckit, Arfvedsonit und Änigmatit in verhältnismäßig untergeordneten Einsprenglingen; in der Grundmasse ist namentlich der erste vorhanden, in den Pantelleriten auch der letzte stark entwickelt, wie diese überhaupt verhältnismäßig reich an dunkeln Bestandteilen der Grundmasse sind. In den Keratophyren trifft man auch stark veränderte Blättchen von Biotit und zahlreiche kleine Flecken von Eisenoxyden, welche wohl ursprünglich Pyroxen oder Amphibol waren. Akzessorisch erscheinen in einzelnen der hierher gehörigen Trachyte Mineralien der Sodalithgruppe oder Nephelin, auch Olivin. Titanit, meist licht gefärbt, ist stets vorhanden, ebenso Apatit und Zirkon. Opake Erze sind selbst in den sehr eisenreichen Pantelleriten Ausnahmen, finden sich aber — wohl sekundär — in den Keratophyren und Rhombenporphyren in weiterer Verbreitung. Die Struktur der Grundmasse der Natronliparite entspricht jener der Liparite; besonders glasreich mit massenhaften Mikrolithen sind die Pantellerite, deren Glas makroskopisch blau, unter dem Mikroskop grünlich durchsichtig ist. Die Quarzkeratophyre sind wie die Quarzporphyre häufig sekundär entglast. Neubildungen von Chlorit, Karbonaten und Serizit trifft man namentlich in den Keratophyren, welche meist in tonige Wacken umgewandelt sind.

Die Natrontrachyte *(Ischia)* und ebenso zahlreiche Keratophyre zeigen hervorragend schön die trachytische Struktur (Fig. 41, S. 75), wobei eine glasige Basis nur in ersteren erhalten ist, aber die verbreitete Mandelsteinstruktur weist auch bei letzteren auf deren ursprüngliche Gegenwart. Für die Bostonite ist die eigentümlich gezähnelte Beschaffenheit der mikroperthitischen, meist ziemlich richtungslosen Feldspatleisten der Grundmasse besonders charakteristisch (Fig. 72).

Quarzkeratophyre und Keratophyre zeigen oft die weitest gehenden Zermalmungen, die in zahlreichen Fällen nicht auf eine rein mechanische Zertrümmerung beschränkt sind, sondern gleichzeitig zum Eindringen fremder Bestandteile Anlaß gaben, welche die oft recht deutlich schaligen bis schiefrigen Gesteine mit Serizit, Kalkspat und Quarz durchsetzten und ihren ursprünglichen Charakter mehr und mehr verdecken. Hierher gehören zahlreiche Porphyroide, Albitporphyroide und Serizitschiefer, deren strukturelle und oft auch chemische Veränderung so weit geht, daß eine Abtrennung gegenüber von analogen, aus Quarzporphyren hervorgegangenen Bildungen ebensowenig möglich ist als gegen jene, welche der Umwandlung der entsprechenden Tuffe ihre Entstehung verdanken und die man auch als Klastoporphyroide oder Tuffporphyroide bezeichnet hat.



Fig. 72. Bostonit, Conny Island bei Salem, Mass., U. S. A.

Chemische Verhältnisse. Während die Natronliparite und Quarzkeratophyre verschiedenen Typen der Natrongranite, die Natrontrachyte den Natronsyeniten chemisch analog sind, haben die Pantellerite eine etwas eigenartige Zusammensetzung, indem sie neben einem Kieselsäuregehalt von ca 70 % namentlich durch eminent niedern Gehalt von Tonerde (6—8 %) neben viel Eisenoxyden und Alkalien (je ca 10 %) sich auszeichnen, was ihren hohen Gehalt an Alkali- und Alkalieisensilikaten bedingt. Dabei erscheinen Kalk und Magnesia in all diesen Magmen kaum mit mehr als Spuren. Nur in den plagioklashaltigen Natrontrachyten, den Übergängen zu den Trachydoleriten, in deren Reihe auch die Gauteite, Vulsinite etc. gehören, steigt der Gehalt an diesen Substanzen zu beträchtlicher Höhe.

Geologisches Vorkommen und Alter. Die Comendite und die phonolithischen Trachyte treten in inniger Verbindung mit andern Natrongesteinen in Gängen, Decken und Strömen auf, erstere seltener, letztere in weiterer Verbreitung. Man kennt diese namentlich auf *Ischia*, im *Plateau Central* und auf den *Azoren*, verbunden mit den zugehörigen Tuffen und öfter reich an Einschlüssen und Auswürflingen, welche mit den S. 76 geschilderten Sanidiniten identisch sind. Diese Vorkommnisse sind tertiär oder rezent. Dagegen treten in Begleitung der Natronsyenite die Rhombenporphyre, Bostonite etc. in ausgedehnten Gängen und Decken auf und stehen denselben im geologischen Alter nahe.

Eine eigenartige, völlig isolierte Stellung nehmen die Pantellerite ein, welche ausschließlich von *Pantelleria* bekannt sind.

Sehr merkwürdig ist die geologische Verbreitung der Keratophyre, welche im *westfälischen* Devon wie im Paläozoikum des *Harzes* und

Fichtelgebirges als effusive, von ausgedehnten Tuffen begleitete Bildungen auftreten. Trotzdem sie chemisch den Natrontrachyten so nahe stehen, zeigen sie doch nirgends eine geologische Verknüpfung mit andern Natrongesteinen; ihre Begleiter sind vielmehr verschiedene Plagioklasgesteine. Die Stellung der Keratophyre ist in dieser Beziehung durchaus isoliert unter den sonst in so innigem Verband miteinander auftretenden Natrongesteinen, und ebenso steht ihr Vorkommen im gefalteten Gebirge im Gegensatz zu den übrigen Natrongesteinen.

IV. Spaltungsgesteine.

Die Begriffe Aplit und Lamprophyr sind petrographisch nur sehr schwer einheitlich zu definieren. Es sind Teilgesteine, wie sie aus jedem der normalen chemischen Typen der Eruptivgesteine durch magmatische Dissoziation hervorgehen können. Die spezielleren Prozesse wurden im ersten Teil (S. 50 ff) eingehender charakterisiert. Hier sollen nur die petrographischen Eigenschaften der Gesteine besprochen werden.

Man bezeichnet mit dem Namen Aplit resp. Lamprophyr heute fast nur dichte oder porphyrisch ausgebildete Gesteine, nicht die zahlreichen basischen oder sauern, körnigen Spaltungsprodukte, welche bei fast allen Gruppen der Tiefengesteine besprochen werden mußten, und die schließlich gar nichts prinzipiell Verschiedenes gegenüber den hier aufgeführten Gesteinen aufweisen. Ein Forellenstein oder Labradorfels steht schließlich zum Gabbro in derselben Beziehung wie ein Aplit zum Granit.

Die magmatischen Spaltungsprozesse konzentrieren einerseits die Bestandteile der Alkalitonerdesilikate mit der Kieselsäure, anderseits jene der farbigen Mineralien, wobei von den akzessorischen Gemengteilen der Zirkon mehr in den ersteren, der Apatit und öfter auch die Erze in den letzteren Anteil eintreten. Diese Spaltungen können nun in sehr verschiedenem Maße vor sich gehen, bald ist eine kaum merkliche Änderung des chemischen Bestandes zu verzeichnen, bald ist die Modifikation so weitgehend, daß man den ursprünglichen Typus nicht mehr erkennt. Die im allgemeinen geringe Einheitlichkeit der Eruptivmassen in sich selbst, ihr Aufbau aus wechselnden Schlieren, der fast ausnahmslos zu Tage tritt, und schließlich der in ziemlich weiten Grenzen wechselnde chemische Bestand eines und desselben petrographischen Typus machen es untunlich, auch geringere Modifikationen systematisch zu berücksichtigen.

Die Abtrennung des besondern Typus der Ganggesteine durch Rosenbusch hat, wie schon mehrfach betont wurde, zu der unglücklichen Tendenz geführt, ein gangförmig auftretendes Gestein eo ipso als etwas Eigenartiges aufzufassen, wenn auch Rosenbusch selbst betont, daß nicht alle gangförmig auftretenden Gesteine Ganggesteine in seinem Sinne sind.

Während man bei den basischen Spaltungsprodukten, den Lamprophyren, die in zahlreichen Fällen äußerst schlecht erhaltene Struktur als besonders maßgebend für den betreffenden Ganggesteinstypus ansieht und dabei betont, daß die betreffenden Strukturformen den chemisch analogen Schlieren im körnigen Eruptivgestein abgehen, so gilt das nicht für die Aplite, welche als Randzonen oder als Schlieren in der körnigen Eruptivmasse in jeder Beziehung mit den eigentlichen Gängen übereinstimmen. Auch gegenüber von den Ergußgesteinen ist die Abtrennung der Aplite sehr mißlich, da die Ergußgesteine dem zugehörigen Tiefengestein gegenüber häufig direkt aplitische Zusammensetzung haben. Die große Annäherung in der chemischen Zusammensetzung zwischen den Quarzporphyren und den Granitapliten etc. wurde an zahlreichen Stellen betont. Diese Betrachtungen führen zu dem Schluß, daß eine Systematik, welche den wirklichen petrographischen Verhältnissen gerecht werden soll, sich hier ein gewisses Maß von Beschränkung auferlegen muß, und daß, wie bei der petrographischen Systematik überhaupt, die Verhältnisse des Mineralbestandes und der Struktur ausschließlich maßgebend sein dürfen, nicht aber jene des geologischen Vorkommens und andere Beziehungen, welche dem rein petrographischen Einteilungsprinzip fernstehen.

Wenn Rosenbusch seine aplitischen Ganggesteine in die Gruppen: 1. eigentliche Aplite, 2. Bostonite, 3. Tinguaite, 4. Malchite und 5. Pegmatite, zerlegt, so wurde im obigen an mehreren Stellen die vom chemischen wie petrographischen Standpunkt aus geringe Selbständigkeit der drei mittleren Gruppen betont, welche mit den normalen Tiefen- oder Ergußgesteinen so nahe Übereinstimmung zeigen, daß sie nur künstlich auf Grund des außerhalb der Petrographie stehenden Prinzips der Ganggesteine von jenen getrennt werden können. Als wirklich gesonderte, eigenartige Typen bleiben daher nur die Aplite und Pegmatite übrig, welche in erster Linie bei den alkalireichen Gesteinen in umfassender Entwicklung vorhanden sind.

Ähnliche Betrachtungen werden bei der Abtrennung der Lamprophyre maßgebend sein, deren basischste Endglieder namentlich aus der Reihe der Natrongesteine interessante Beziehungen zu dem Typus der Basalte aufweisen, wie dieser hier nach Abtrennung der als Trapp und Melaphyr zusammengefaßten Gesteine festgestellt wurde. Der ganze chemische Typus eigentlicher Basalte hat seine Analoga ausschließlich unter den Lamprophyren, den Kamptoniten (*Campton,* New-Hampshire) und Monchiquiten (*Serra de Monchique,* Portugal), mit welchen auch im äußeren Habitus der Gesteine wie in der mineralischen Beschaffenheit große Ähnlichkeit vorhanden ist. Auch die zahlreichen Einschlüsse von wechselnder Zusammensetzung, unter welchen bei den Basalten die Olivinfelse vorherrschen, sind in der ganzen Gruppe der Lamprophyre besonders zu verfolgen, ebenso wie die meist untergeordnete geologische Bedeutung der einzelnen Vorkommnisse und ihr weitgehender Wechsel. Die bei oberflächlicher Betrachtung im höchsten Grad merkwürdige Erscheinung, daß dem ausschließlich als tertiäre resp. rezente Bildung bekannten Typus der Basalte die entsprechenden geologisch älteren Vorkommnisse völlig zu fehlen scheinen, verliert dabei viel von ihrer Schärfe. Im allgemeinen Habitus nähern sich die Lamprophyre der Orthoklas- und Plagioklasgesteine mehr dem Charakter der Tiefengesteine, in der Natronreihe herrscht mehr der Habitus effusiver Typen, und es ergibt sich so folgende

Abtrennung: 1. Aplit und Pegmatit. 2. Minette und Kersantit, 3. Kamptonit und Basalt.

Wie bald aplitische bald lamprophyrische Randzonen die Intrusivmassen umkleiden, so scheinen bald die einen bald die andern Teile des Ganggefolges der Intrusion selbst näher zu stehen. In den Zentralgraniten sind z. B. im allgemeinen die Aplite die älteren Bildungen, welche von Gängen von Lamprophyr quer durchsetzt werden (Fig. 73), in andern Gebieten beobachtet man das entgegengesetzte Verhältnis.

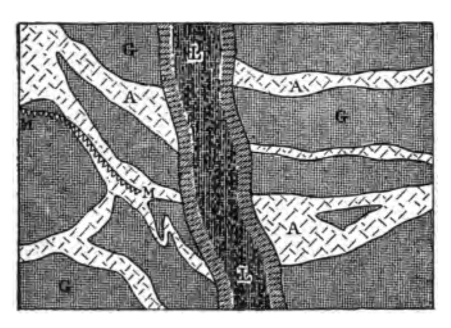


Fig. 73. System annähernd paralleler Aplitgänge (A), durchsetzt von Lamprophyr (L) mit granitischen Salbändern im Zentralgranit (G). Untersulzbachkees am Großvenediger.

Immer aber ist die Erscheinung gleichbleibend, daß die Aplite, welche auch manchmal in Pegmatite übergehen, sich in viel zahlreicheren und meist schmalen Gängen finden, die sich gerne in parallelen Zügen anordnen und auf das mannigfaltigste verästeln, während die mehr vereinzelten Lamprophyre breite, stumpf endigende Gänge bilden. Letztere entziehen sich wegen ihrer im allgemeinen sehr leichten Angreifbarkeit, namentlich in bewachsenen Gebieten, oft vollkommen der Beobachtung, während die auch dem Hauptgestein gegenüber widerstandsfähigeren Aplite öfters als Mauern und Riegel emporragen oder jedenfalls in dem verwitterten Schutt in verhältnismäßig frischen Stücken zu finden sind, wodurch der Eindruck erweckt wird, als würden sie, noch viel mehr als es in der Tat der Fall ist, die weitaus vorherrschenden Gangbildungen darstellen.

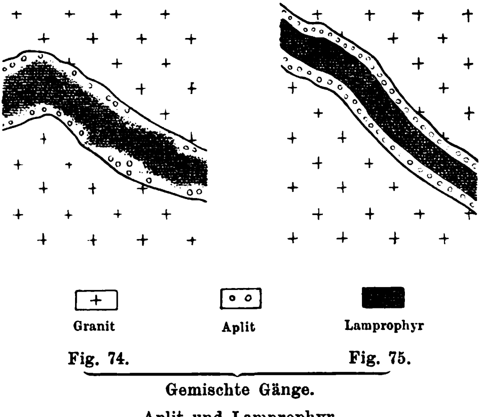


Fig. 74. Fig. 75.
Gemischte Gänge.
Aplit und Lamprophyr
allmählich ineinander verlaufend. scharf gegeneinander abgegrenzt.

Es wären hier noch die gemischten Gänge (engl. composite dykes) zu erwähnen, d. h. Vorkommnisse, in denen innerhalb der untergeordneten Masse selbst, welche solche Gänge darstellen, weitgehende Spaltungsprozesse sich nachweisen lassen, wobei gewöhnlich eine symmetrische oder aber auch eine einseitige Struktur des Ganges zu verfolgen ist. Normale aplitische oder lamprophyrische Fazies eines Gesteins verlaufen öfters ganz langsam ineinander (Fig. 74), wodurch die Gleichwertigkeit der gesamten Füllung erwiesen wird, die auch dann nicht zweifelhaft sein kann, wenn, wie in Fig. 75, beide Teile scheinbar scharf

geschieden sind. Es ist bald die saure bald die basische Fazies am Salband konzentriert, in ein und demselben Eruptivgebiet im allgemeinen in derselben Weise, und zwar fast stets analog zu dem Charakter der Grenzzone des gesamten Massivs. So zeigen die verschiedenen, zusammengesetzten Gänge in der Skizze Fig. 76 insgesamt ein lamprophyrisches Salband im Gegensatz zu Fig. 74 und 75, welche den Vorkommnissen der *Zentralalpen* entnommen sind. Bemerkenswert ist, daß auch die Altersbeziehungen von Aplit und Lamprophyr analog sind: wo das dunkle Gestein die Randzone bildet, ist häufig der Lamprophyr vor dem Aplit emporgedrungen, und ebenso ist das Verhältnis im entgegengesetzten Falle.

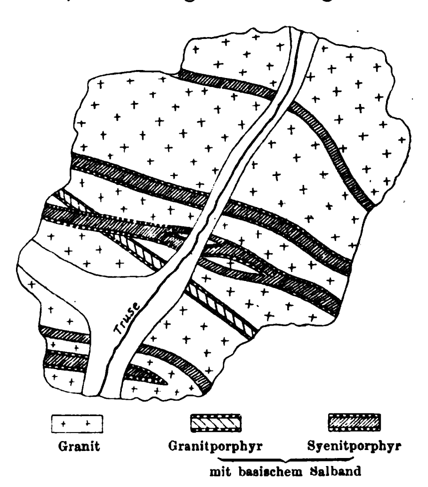


Fig. 76. Gemischte Gänge im Trusetal, Thüringen. (Nach H. Bücking.)

Die Abgrenzung der verschiedenen Gänge gegenüber dem Eruptivgestein selbst ist in situ eine sehr wechselnde, bei Pegmatiten im allgemeinen am wenigsten deutlich: diese sind häufig auf das vollkommenste mit dem Eruptivgestein verschweißt. Auch bei den Apliten trifft man dieses Verhältnis noch sehr häufig, so daß das Intrusivgestein und der Aplit wie aus einem Guß erscheinen und nur die lichtere Färbung der Gangbildung die Ungleichartigkeit zu erkennen gestattet. In andern Fällen aber stellen sich scharf abschneidende Grenzflächen ein, oft noch dazu von lettenartigem Zerreibungsmaterial ausgekleidet, welches darauf hinweist, daß die Ablösungsfläche eine sekundäre, durch Gebirgsbewegungen hervorgebrachte ist, die an der Grenze der verschieden widerstandsfähigen Gesteine zur Auslösung kamen. Der Unterschied in der Verbandsfestigkeit der Aplite gegenüber von der intrusiven Hauptmasse tritt besonders bei dem Zentralgranit hervor, dessen durch und durch zerrüttete Gesteine von kompakten, meist keineswegs kataklastischen Apliten durchsetzt werden. Die Lamprophyre dagegen sind meist weniger fest mit dem Hauptgestein verwachsen.

Aplit und Pegmatit.

Makroskopische Beschaffenheit. Die Granitaplite (Halbgranit, ital. granitello[1], franz. granulite z. Tl) sind die verbreitetsten und wichtigsten unter diesen Spaltungsgesteinen; es sind meist ziemlich feinkörnige Gesteine, nur selten mit porphyrischer Ausbildung, Alsbachit; in reinstem Zustand aus

[1] Bezeichnet in der Technik auch eine feinkörnige Kalkbrekzie.

ca $^3/_5$ bis $^3/_4$ Orthoklas und $^2/_5$ bis $^1/_4$ Quarz bestehend, je nach der Farbe des Feldspats weiß, Weißstein z. Tl, oder rot gefärbt, Feldstein, bald mit makroskopisch erkennbarer, bald mit nur mikroskopisch festzustellender granulitischer oder pegmatitischer Struktur, Imandrit resp. Mikropegmatit, bald für das bloße Auge völlig dicht. Biotit führende Glieder bilden die Übergänge zum normalen Granit.

Besonders bezeichnend für den Granitaplit ist ein häufiger Gehalt an Muskowit resp. Turmalin, und es entwickeln sich die durchaus dem Aplit äquivalenten, aber meist gröber körnigen Muskowit- resp. Turmalingranite. Der Turmalin ist bald in einzelnen, makroskopisch schwarzen Prismen gleichmäßig eingestreut *(Heidelberg)*, bald in mehr oder minder deutlich radialen Aggregaten vorhanden, welche bei geringer Korngröße ähnlich wie Tintenflecke von der lichten Masse sich abheben *(Elba)*. Trotz der großen Verbandsfestigkeit, welche die granitischen Aplite auszeichnet, ist miarolitische Struktur sehr verbreitet.

In einzelnen Fällen werden die Aplite sehr quarzreich, Beresit, und laufen schließlich in eigentliche Quarzadern aus. Von den granitischen Apliten unterscheiden sich die meist sehr dichten Syenitaplite oder Orthoklasite durch das Zurücktreten des Quarzes. Analog sind die Tonalit-, Monzonit-, Dioritaplite etc. dichte, leukokrate Feldspatgesteine, Feldspatite, in denen aber weder Muskowit noch Turmalin irgend eine Rolle spielen. Die dichten, grauen bis graugrünen Malchite und die diesen ähnlichen Orbite und Luziite sind dagegen ziemlich normale, feinkörnige Diorite resp. Porphyrite, und im gleichen Verhältnis steht der öfters Olivin enthaltende Beerbachit zum Gabbro. Die Natrongranitaplite sind den Granitapliten ähnliche Gesteine von weißlicher Farbe und geringerer Korngröße aus Alkalifeldspat und Quarz bestehend; auch sie weisen öfters dunkle Flecken auf, welche aber hier zerfaserte Individuen von Riebeckit sind, wie in dem halbaplitischen Ailsit oder Paisanit. Den Natronsyeniten entsprechen die als Lestiwaarit und Pulaskitaplit bezeichneten Gesteine, und die Nephelinaplite sind die den Nephelinsyeniten entsprechenden Äquivalente. Auch diese sind meist ziemlich dichte, weiße Gesteine mit sehr zurücktretendem Gehalt an Natronpyroxen resp. -amphibol.

Zu erwähnen wäre schließlich noch, daß zahlreiche Quarzporphyre und namentlich Pechsteine vollkommene Äquivalente der granitischen Aplite darstellen, welche unter ungünstigen Bedingungen für die Kristallisation sich verfestigten; derartige Vorkommnisse wurden wohl auch als Alaskite bezeichnet.

Gegenüber dem meist dichten Habitus der Aplite tritt der grob- bis riesenkörnige der Pegmatite, Gesteine, welche sich

durch besondere Unregelmäßigkeit der Struktur und der gesamten Beschaffenheit auszeichnen (Fig. 77). Sie sind aber mit den Apliten nicht nur durch ihre mineralische Zusammensetzung, sondern ebenso durch strukturelle Übergänge eng verbunden, so daß öfter das Innere eines Ganges Aplit ist, der nach den Randzonen in Pegmatit übergeht. Die Pegmatite bestehen vorherrschend aus den Bestandteilen der Aplite, welche hier lokal ungemein bedeutende Größe annehmen, ebenso wie die miarolitischen Hohlräume oft zu gewaltigen Kristalldrusen anschwellen, welche namentlich für die Pegmatite der alkalienreicheren Gesteine höchst bezeichnend sind.

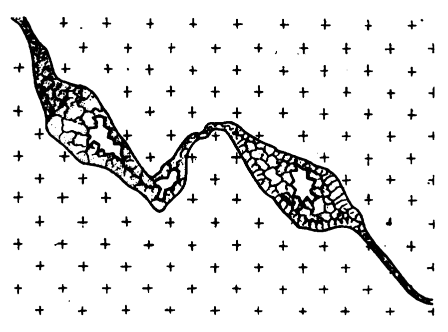


Fig. 77. Schematische Darstellung des Verlaufs eines Pegmatitgangs.

Besonders großartig pflegen die Granitpegmatite und die Natron- resp. Nephelin-Syenitpegmatite entwickelt zu sein. In ersteren trifft man Feldspatkristalle, in deren einem ein ganzer Steinbruch Platz findet (*Ural*), Muskowittafeln bis über einen Meter im Durchmesser (*Bengalen*), riesige Turmaline etc. Gewaltige Nester von Quarz wechseln mit solchen, in denen Orthoklas und namentlich Mikroklin weit vorherrschen (*Hühnerkobel* bei Bodenmais im Bayrischen Wald), und lokal finden sich Konzentrationen der seltenen Elemente, welche deren technische Gewinnung gestatten

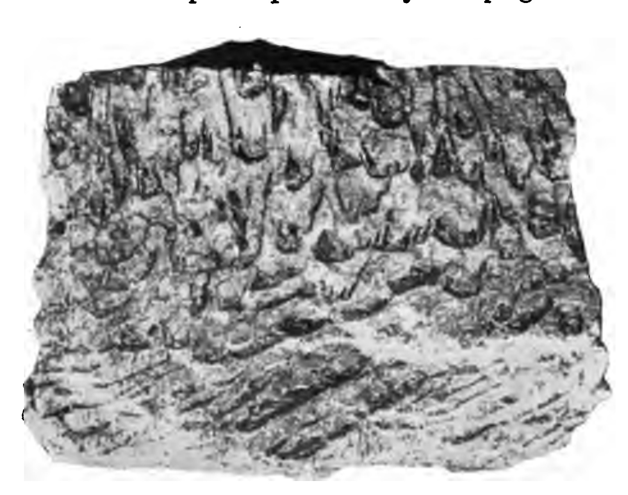


Fig. 78. Schriftgranit von Jekaterinburg, Ural.

(Skandinavien). Die Beschaffenheit der Gesteine ist bald kompakt und dann namentlich durch Schriftgranitstruktur (Fig. 78, S. 151) ausgezeichnet, bald sind massenhafte Drusen mit den prächtigsten und sehr flächenreichen Kristallen erfüllt vorhanden, welche die Pegmatite als die herrlichsten und abwechslungsreichsten Minerallagerstätten erscheinen lassen.

An den Rändern der im allgemeinen sehr unregelmäßig verlaufenden Gänge sind besonders gerne die Turmalinkristalle senkrecht zum Salband aufgeschossen, und von dem Gang verbreitet sich der Turmalin oft ziemlich weit in den meist wenig scharf abgetrennten Granit, der sonst keine Veränderung aufweist. Die Pegmatite trifft man nicht nur innerhalb der Granitmassive selbst, sondern manchmal auch noch in ziemlicher Entfernung von diesen in den kontaktmetamorphischen Schiefern, in denen sie auch eigentliche, manchmal recht ausgedehnte Injektionszonen hervorbringen (*Saualpe* in Kärnten). Dann ändert sich häufig ihr Mineralbestand durch die aus dem Nebengestein aufgenommenen Substanzen in weitgehendem Maße: Kalk-, Magnesia- und Tonerdesilikate, welche dem normalen Gestein fremd sind, werden hier oft zu wichtigen Gesteinsbestandteilen, am häufigsten und allverbreitet Granat, dann Andalusit und Zoisit neben Magnesiaglimmer, speziell Phlogopit, der z. B. in den im Kalk aufsetzenden Pegmatiten *Kanadas* in metergroßen Tafeln sich findet. Ähnliche durch die Bestandteile des Nebengesteins hervorgebrachte Modifikationen beobachtet man in weiter Verbreitung übrigens auch beim Aplit, der in zahlreichen Fällen granatreich wird und dann wohl auch als Granulit bezeichnet wurde.

Noch viel merkwürdiger erscheinen die Verhältnisse der Pegmatitgänge der Zentralalpen, welche unter dem Einfluß der Piëzokristallisation entstanden sind. Es fehlen die Kristalldrusen, und oft sind an Stelle der Quarz-Feldspataggregate dichte, schuppige, auch recht vollkommen schieferige Aggregate von Glimmer getreten; hierher gehören die meist in Linsen in der Schieferhülle der *Zillertaler* Granitlakkolithe auftretenden Glimmerfelse, deren Turmalinkristalle über 25 *cm* lang sind; hierher die „Paragonitschiefer“ des *St Gotthard* und *Campo Lungo,* welche die prächtigen Kristalle von Staurolith und Disthen dem tonerdereichen Staurolithglimmerschiefer entnommen haben, in welchem sie gangförmig aufsetzen; hierher die Vorkommnisse großer Andalusite an der *Lisenzer Alpe* im Selrain (Tirol) und diejenigen von Kordierit resp. Pinit, welche namentlich in *Vorarlberg* bekannt sind.

Ähnlich den geschilderten Verhältnissen sind die Erscheinungen bei den Pegmatiten der Natrongesteine, in denen nur die zuletzt erwähnten, auf Mitwirkung des Gebirgsdrucks zurückzuführenden Erscheinungen fehlen. In denselben treten häufig schriftgranitartige Verwachsungen des vorherrschenden Anorthoklases oder Albits mit Ägirin auf, und der Reichtum an Titan und namentlich Zirkon in dem Eruptivgestein kommt besonders in

dem Mineralreichtum der Pegmatite zur Geltung: hierher gehören zum größten Teil z. B. die eigentlichen Zirkonsyenite des *Langesundfjords*, hierher die an Titan- und Zirkonsilikaten so reichen Minerallagerstätten *Südnorwegens, Grönlands* und *Brasiliens*.

Auch die Pegmatite der Granulite sind in nicht unbedeutendem Maße entwickelt, z. B. in den Vorkommnissen des Mondsteins auf *Ceylon*, der häufig auch schriftgranitisch von Quarz durchwachsen ist. Wo diese in Kalk übersetzen, findet sich öfter der seltene Serendipit, ebenso wie in den in die Kontaktschiefer übersetzenden Granulitpegmatiten *Sachsens* der Prismatin lokal vorkommt.

In den Syenit-, Tonalit- und Dioritpegmatiten etc. ist der Mineralreichtum im allgemeinen nicht mehr ebenso bedeutend. An Stelle von Muskowit treten Biotit und Hornblende; Turmalin findet sich nur in den kieselsäurereichsten Typen der im übrigen in der ganzen Struktur mit den Granitpegmatiten übereinstimmenden Bildungen. Eigentliche Norit- und Gabbropegmatite sind endlich die großkörnigen Vorkommnisse von Labrador und Hypersthen von der *St Paulsinsel* gegenüber der Küste von Labrador; diese Gesteine unterscheiden sich vom normalen Eruptivgestein eigentlich nur noch durch die bedeutendere Korngröße und die Unregelmäßigkeit der Struktur.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Aplite und Pegmatite sind in der mineralischen Zusammensetzung ziemlich nahe übereinstimmend, in den Apliten aber ist die Verteilung der Bestandteile wie die Struktur im allgemeinen viel gleichmäßiger. In den granitischen Typen sind Orthoklas und Mikroklin, beide meist perthitisch von Albit durchwachsen und von diesem umrandet, neben Quarz die hauptsächlichsten Bestandteile; kalkhaltige Plagioklase finden sich selten. Muskowit und Turmalin sind fast überall vorhanden, der letztere ist besonders auf den Kristalldrusen der Pegmatite in den schönfarbigen Varietäten des edeln Turmalins ausgebildet, im kompakten Gestein stets gemeiner Schörl.

Biotit trifft man in wechselnder Menge, im allgemeinen gehört er nicht zum Bestand der reinsten Typen. Schwefelkies tritt in Apliten oft in Menge auf. Apatit, Titanit, Zirkon, Flußspat und öfter auch Topas sind weit verbreitet; Titaneisen, Rutil, Anatas, Brookit, Orthit, Monazit, Chrysoberyll, Beryll, Euklas, Xenotim, Äschynit, Samarskit, Niobit, Amblygonit, Triphylin, Bertrandit etc. haben wie zahlreiche weitere, analog zusammengesetzte Mineralien ihre Hauptverbreitung in den Pegmatiten, fehlen aber in vereinzelten Individuen auch den Apliten nicht. Durch Aufnahme aus dem Nebengestein kommt Granat

hinzu, welcher häufig Spessartin ist, ferner Andalusit, Sillimanit und Disthen, Staurolith, Kordierit, Zoisit, Phlogopit, Spinell und Korund. Endlich gehört zu den Mineralien der Pegmatite höchstwahrscheinlich auch der Diamant, der aber so vereinzelt vorkommt, daß er auf primärer Lagerstätte kaum nachweisbar ist.

Diese in den Pegmatiten selbst im allgemeinen vereinzelten Mineralien vereinigen sich oft auf sekundärer Lagerstätte zu reichen Seifen, z. B. den Edelsteinseifen von *Ceylon*, in welchen die verschiedenfarbigen Zirkone, Spinelle und Turmaline sich mit dem im allgemeinen als Sapphir ausgebildeten Korund der Pegmatite, mit Chrysoberyll und andern zum Teil als Schmucksteine verwertbaren, zum Teil mineralogische Raritäten darstellenden Mineralien und schließlich auch mit wenig Diamant konzentriert haben, während die beigemengten Rubine ebenso wie die damit zusammen vorkommenden roten Spinelle den benachbarten körnigen Kalken und Dolomiten entstammen dürften.

Was die Struktur der Granitaplite betrifft, so ist diese, wie schon bemerkt, bald granulitisch (Fig. 23, S. 49) bald pegmatitisch (Fig. 79); makroskopisch erscheinen sie oft völlig dicht, Feldstein, und dann tritt häufiger Porphyrstruktur hervor, Übergänge in Quarzporphyre und endlich durch die Zunahme einer glasigen Basis in die Pechsteine vermittelnd. Die Pegmatite haben überhaupt keine irgendwie konstante Struktur. Die außerordentliche Unregelmäßigkeit und Ungleichmäßigkeit ihrer Zusammensetzung äußert sich auch in der Struktur: echt granitische Bildungen wechseln mit normalem Schriftgranit und ganz regelloser Durchwachsung der Mineralien, die auf gleichzeitige Kristallisation der Bestandteile deutet; feinkörnige Partien gehen in riesenkörnige über, ungemein kompakte machen großdrusigen Bildungen Platz. Ebenso unregelmäßig ist auch die Form der Pegmatitgänge selbst (Fig. 77, S. 151): bald zu mächtigen Putzen sich aufwölbend, bald zu feinen Schnüren verdrückt, zeigen sie schon durch ihre Form, daß sie in einem Stadium der Verfestigung des Intrusivgesteins empordrangen, in welchem dieses noch nicht völlig zur festen Masse geworden war. Das beweist auch die gewöhnlich besonders intensive Verschweißung beider Gesteine, welche im allgemeinen keine deutliche Grenze

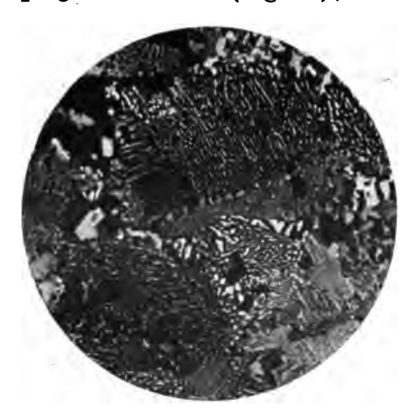


Fig. 79. Mikropegmatitische Struktur. Aplit, Col de Tourmalet, Pyrenäen.

erkennen lassen. Diese äußeren Erscheinungsformen sind den Pegmatiten überhaupt gemeinsam.

Der mineralische Bestand der Pegmatite der Natrongesteine unterscheidet sich von den besprochenen in erster Linie durch die Ersetzung des Kalifeldspats durch Natronfeldspat, namentlich Albit und Anorthoklas, dessen prächtiger, blauer Farbenschiller speziell in *Südnorwegen* charakteristisch ist. Dann treten gewöhnlich Ägirin, Akmit, Arfvedsonit, Barkevikit, Riebeckit, Änigmatit etc. hinzu, während von Glimmern nur Biotit resp. an dessen Stelle Astrophyllit vorkommt.

Für die kieselsäureärmeren dieser Pegmatite sind besonders Nephelin, Sodalith, Kankrinit und zahlreiche Zeolithe charakteristisch, daneben Zirkon, Orthit und die nur in vereinzelten, aber zum Teil sehr großen Kristallen bekannten zirkon- und titanhaltigen Silikate, so namentlich Låvenit, Mosandrit, Eudialyt, Katapleit, Rinkit, Johnstrupit, Ivigtukit etc., welche, zum Teil selbst fluorhaltig, von reichlichem Flußspat, selten aber von Turmalin begleitet werden. Endlich sind Thorit, Pyrochlor, Polykras, Euxenit, Polymignit etc. neben den meisten Mineralien der Granitpegmatite hier verbreitet.

In den Pegmatiten der normalen Syenite herrschen perthitischer Orthoklas und Mikroklin neben Albit; hinzu treten größere Individuen von grüner Hornblende, auch von Pyroxen, seltener Biotit sowie Titanit und Orthit, welche die wichtigsten Nebengemengteile in diesen Vorkommnissen sind. In den Tonalitpegmatiten sind Orthoklas und Kalknatronfeldspat etwa im Gleichgewicht neben Quarz und untergeordnetem Biotit vorhanden, daneben manchmal Turmalin; in den quarzfreien Plagioklaspegmatiten verschwindet letzterer ganz, und der mineralische Bestand wird überhaupt ziemlich einförmig.

Chemische Verhältnisse. Die chemische Beschaffenheit der Aplite und Pegmatite ist in ihren Grundzügen sehr ähnlich; von den normalen Intrusivgesteinen unterscheiden sie sich durch die Konzentration der lichten Gemengteile, sie sind daher reicher an Kieselsäure, Tonerde und Alkalien als diese und häufig ganz oder nahezu frei von zweiwertigen Metallen. Außerdem aber erscheinen in den beiden Gesteinen Konzentrationen sonst sehr seltener Elemente, welche namentlich in den Pegmatiten oft zu solcher Bedeutung heranwachsen, daß diese Gesteine die wichtigsten Quellen für die Gewinnung dieser Elemente darstellen. Andernteils trifft man in keinem Gesteinstypus Reste der Mineralbildner so massenhaft wie in diesen. Die außerordentlich feine Verästelung der Aplite weist auf eine besonders leichtflüssige Beschaffenheit des Magmas, welches selbst in die feinsten

Haarrisse des Nebengesteins eindrang. Diese Erscheinung ist aber nur denkbar, wenn einerseits das umgebende Gestein hinreichend erwärmt war, um eine plötzliche und dann glasige Erstarrung des Gesteins zu verhindern, und wenn andernteils ein hoher Gehalt an Mineralbildnern die Beweglichkeit des sonst zähflüssigen, sauern Schmelzflusses erhöhte, d. h. die Aplite und in noch höherem Maße die Pegmatite sind nur erklärbar als Produkte eines an Mineralbildnern reichen, hydatopyrogenen Schmelzflusses, welcher nicht nur genetisch, sondern auch zeitlich dem betreffenden Intrusivgestein sehr nahe steht und sich als eine Art von Quintessenz des Magmas in Nachschüben auf den ersten Kontraktionsrissen des erstarrenden Massengesteins resp. auf Klüften seiner Umgebung eingeschoben hat und unter der Wirkung der hohen Temperatur des eruptiven Herdes selbst langsam kristallisierte. Wo diese Bedingung nicht erfüllt wurde, ward der Aplit zu Quarzporphyr oder Pechstein, in deren Glas uns übrigens ein großer Teil der Mineralbildner erhalten blieb.

Man hat auch versucht, Aplit und Pegmatit aus der Gruppe der Eruptivgesteine überhaupt zu streichen und in ihnen einfache, aus wässerigen Solutionen entstandene Mineralgänge zu sehen, die etwa als Auslaugungsprodukte des Nebengesteins entstanden wären. Diese Ansicht ist heute wohl allgemein verlassen, denn weder Aplit noch Pegmatit zeigen irgend eine Ähnlichkeit in Struktur, Beschaffenheit und Zusammensetzung mit den nachweisbar aus Lösungen hervorgegangenen Gängen, während vielmehr schon die innige Verschweißung mit dem Eruptivgestein für die enge Verbindung mit diesem spricht und sowohl die vorherrschende Mineralkombination als der hohe Gehalt an Fluor, Bor, Phosphorsäure etc., die in dem zugehörigen Eruptivgestein zum Teil ganz fehlen, mit Sicherheit auf den vulkanischen Ursprung der hier aufgeführten Bildung hinweist.

Im gleichen Zusammenhang muß bemerkt werden, daß granitische Aplite und Pegmatite in besonders weitem Umfang der Kaolinbildung anheimgefallen sind, in viel weiterem als die zugehörigen Granite selbst, und daß entsprechend in den Pegmatiten der Natrongesteine besonders intensive Zeolithisierung verbreitet ist; auch fehlen Zeolithe als Bestandteile der Granitpegmatite keineswegs.

Geologisches Vorkommen. Das geologische Alter der hier besprochenen Gesteine braucht nicht diskutiert zu werden, es ist durch dasjenige der entsprechenden Intrusivmassen bestimmt. Die hauptsächlichsten Formen des Vorkommens, besonders der so verbreiteten Granitpegmatite aber müssen eingehender be-

sprochen werden. Aplit und Pegmatit finden sich in zahlreichen Graniten als wenig scharf umgrenzte, nach allen Seiten in das normale Gestein verlaufende Schlieren (Ausscheidungsschlieren), welche lokale Sekretionen während der Gesteinsverfestigung darstellen. Aber diese Schlieren, namentlich von Pegmatit, verlaufen ganz unmerklich in die als echte Gänge charakterisierten jüngeren Bildungen, so daß eine scharfe Unterscheidung des gleichzeitig und des später Entstandenen nicht durchzuführen ist. Die meist schmalen, aber in oft ausgedehnten, parallelen Systemen vorhandenen Gänge von Aplit sind dagegen sehr viel schärfer von dem Hauptgestein geschieden, als dies bei den häufig erst auf der polierten Fläche sich deutlich abhebenden Schlieren der Fall ist.

Auch als Randzonen größerer Granitmassen finden sich diese Gesteine, so der Aplit an dem Zentralgranit des *Großvenedigers*, der Pegmatit als Stockscheider des Lithionitgranits von *Geyer* im Erzgebirge. Lokal trifft man auch mehr oder minder selbständige Stöcke von nicht unbedeutenden Dimensionen, so von Aplit im *Tinnebachtal* bei Klausen, von Pegmatit im *Martelltal* bei Meran, Martellgranit, beide in Südtirol.

Besonderes Interesse aber besitzen für die Geologen die in das Nebengestein ausstrahlenden Injektionsgänge von Aplit und Pegmatit, welche in zahlreichen Granitgebieten zu den charakteristischen Erscheinungen gehören. Durch die Konzentration der Mineralbildner, welche allen Erfahrungen nach in dem aplitischen Magma stattfindet, stellt dieses den leichtest beweglichen Extrakt des Ganzen dar, welcher in alle Klüfte und Spalten der Nebengesteine diffundiert und namentlich sich auf den gelockerten Schieferungsflächen eindrängt, so die umgebenden Schichten oft auf weite Entfernungen mit granitischem Material durchsetzend.

Der eigentliche Typus der injizierten Schiefer, der sog. Bänder- und Adergneise (Fig. 80, S. 158), zeigt ein wechselndes System von Adern und Lagen nicht allzu feinkörniger Aplite *(Bayrischer Wald)*, welche auch in recht grobkörnige, turmalinreiche Pegmatite übergehen (*Hüttenberg* in Kärnten). Sie schwellen namentlich an Sätteln und Mulden der Schichten oft zu beträchtlichen Massen an, die mehr oder minder weitgehend aushaltenden Schieferschollen umgebend. Manchmal erscheint der Typus dieser aplitisch-pegmatitischen Injektionen ganz rein, und man beobachtet dann, daß die in den innersten Kontaktzonen recht feldspatreichen Gesteine bei weiterer Entfernung vom vulkanischen Herd dieses Mineral mehr und mehr verlieren, bis in den äußersten



Fig. 80. Durch granitische Injektion gebänderte Schieferhornfelse. Odenwald. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Kontaktzonen reiner Quarz an ihre Stelle getreten ist. Den feldspatreichen Injektionen der „Gneise" entsprechen die Quarzbänder und Quarzflammen der „Phyllite". Häufig aber ist die Zusammensetzung der Injektionen durch aus den Schieferschollen gelöste Bestandteile weitgehend modifiziert, und schließlich findet in nicht allzu seltenen Fällen eine mehr oder minder vollständige Resorption des schiefrigen Materials durch das aplitische Magma statt, wodurch eine Typenvermischung von recht eigenartiger Zusammensetzung und schlieriger Beschaffenheit entsteht. (Vgl. Taf. VI.)

Diese Abzweigungen behalten aber, wie es in der Natur der Sache liegt, das vorherrschend konkordante Auftreten der Injektionsgänge nur so lange, als sie in an sich recht gut schiefrigen Gesteinen aufsetzen. Beim Übertritt in Kalk oder ähnliche wenig schiefrige Gebilde werden sie zu echten Gängen, wie man dies besonders in Marmorlagerstätten *Tirols* und *Kärntens* allenthalben beobachten kann.

Außer diesen sich als echte Apophysen dokumentierenden Injektionsadern treten aber auch jüngere Nachschübe der granitischen Intrusion in das Nebengestein über, welche die Injektionsadern öfter quer durchsetzen, die aber nie in derselben Massenhaftigkeit und gleichmäßigen Verteilung, sondern mehr vereinzelt zu beobachten sind. Auch bei diesen handelt es sich meistens um Spaltungsgesteine, deren Gänge häufig die Injektionslagen verwerfen und mannigfach stören, wodurch sich oft ein ungemein instruktives Gesteinsbild ergibt (Fig. 81).

Bemerkenswert ist die weite Entfernung vom intrusiven Herd, in welcher diese Gänge beiderlei Art noch gefunden werden, die, allerdings über die Zone der metamorphosierten Nebengesteine nicht hinausgehend, in den *Zentralalpen* speziell nach vielen Kilometern zählt. Dies ist nach obigem ein direkter

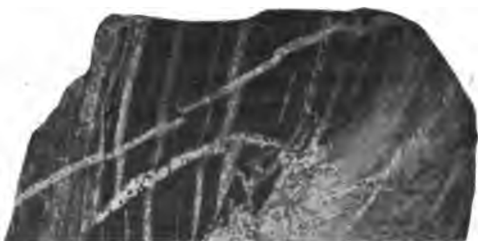


Fig. 81. Injizierter Schiefer von jüngeren „Spaltungsgängen" durchsetzt. Wittenschwand bei St Blasien, südl. Schwarzwald.

Beweis dafür, daß die Gesteine, in denen sie auftreten, von dem granitischen Herd aus auf weiteste Entfernungen stark erhitzt wurden, und im Zusammenhang mit dieser Beobachtung erscheint die bedeutende Mächtigkeit der kontaktmetamorphisch umgewandelten Schieferhülle in den Zentralalpen, welche so oft als Beweis gegen eine derartige Umbildung angeführt wurde, nicht mehr auffallend. Ähnliche Injektionszonen trifft man auch hin und wieder bei Tonaliten, bei Dioriten etc., während sie den Natrongesteinen zu fehlen scheinen, die aber auch nirgends in dem durch intensive Faltungen erschütterten Gebirge auftreten. Bei den Natrongesteinen ist die Gangform der Aplite und Pegmatite die charakteristische Erscheinung, aber vereinzelte Gänge dieser Art sind auch z. B. in *Südnorwegen* noch in einer Entfernung von mehreren Kilometern vom Eruptivstock in den kontaktmetamorphisch umgewandelten Nebengesteinen zu verfolgen.

Minette und Kersantit.

Makroskopische Beschaffenheit. Unter den Lamprophyren gehören in das Gefolge der Orthoklas- und Plagioklasgesteine namentlich die Minette (alter Name der *Lothringer* oolithischen Eisenerze, fälschlich auf die in ihrem Liegenden auftretenden Gesteine übertragen) und der Kersantit (Weiler *Kerzanton* bei Brest), beide früher wohl auch als Glimmermelaphyr (engl. mica trap) bezeichnet, dunkle Gesteine, meist mit zahlreichen, makroskopisch hervortretenden Einsprenglingen von Biotit in einer frisch schwärzlichgrauen, verwittert braunroten oder grüngrauen, dichten Grundmasse, welche gewöhnlich mit Salzsäure etwas braust, öfter auch eine mandelsteinartige Beschaffenheit aufweist. In dem häufig weit fortgeschrittenen Verwitterungszustand sind es matte, braune, tonsteinähnliche, karbonatfreie Wacken, welche sehr schwer bestimmbar sind. Dabei nimmt das in frischen Vorkommnissen verhältnismäßig hohe spezifische Gewicht von etwa 2,8 rasch ab.

Wenn an Stelle des Biotits Hornblende resp. Augit tritt, so geht der durch die zahlreichen Biotitblättchen hervorgebrachte glänzende Bruch verloren; meist wird die porphyrische Beschaffenheit undeutlicher, und eine dichte, graue bis grünlichgraue, auch basaltartig schwarze Grundmasse mit wenigen Hornblende- oder Augitindividuen bezeichnet den Habitus dieser Gesteine. Es entwickeln sich so durch die Übergänge der Augit- resp. Amphibolminetten die Vogesite, durch die Augit- und Amphibolkersantite die Spessartite.

Mit den normalen Granitporphyren sind diese Lamprophyre durch Übergänge verknüpft, in welchen allerdings meist die Grundmasse nicht ebenso dicht ist, in denen aber im Gegensatz zu den Lamprophyren einzelne, gleichmäßig verteilte Einsprenglinge von Quarz und namentlich große Ortho-

klase sich hervorheben, wie in dem quarzarmen Durbachit (*Durbach* im Schwarzwald), der als Randzone eines Granitmassivs auftritt, oder in den Granitporphyren mit glimmerreicher, echt lamprophyrischer Grundmasse, welche im *bayrisch-böhmischen Grenzgebirge* weit verbreitet sind. Mit diesen echten Einsprenglingen dürfen aber die in Minetten und Kersantiten häufigen, aber stets vereinzelten und abgerundeten Körner von Quarz oder großen Feldspatkristalle (besonders im Aschaffit vom *Stengerts* bei Aschaffenburg) nicht zusammengeworfen werden; diese sind an der Stelle, wo sie sich finden, Fremdlinge, welche von dem heterogenen Magma teilweise resorbiert wurden, und die zu den überhaupt in Lamprophyren in weitester Verbreitung und mannigfachster Zusammensetzung auftretenden Einschlüssen gehören.

An die Spessartite schließen sich endlich verschiedene basische Gesteine, oft vom ausgesprochenen Charakter des Trapps und Diabases resp. der Basalte an, welche mehr oder minder feldspatarm werden und schließlich in die olivin- und pyroxenreichen Pikritporphyrite übergehen. Solche wohl auch als Gangmelaphyr bezeichnete Gesteine findet man stellenweise massenhaft z. B. in den Graniten der *Lausitz*. Auch unter den effusiven Gesteinen ist der Typus derartiger Lamprophyre hin und wieder zu beobachten, so besonders in der Gruppe der Trachyte. Hierher gehört z. B. der als Verit bezeichnete Pechstein, der einen Strom bei *Vera* am Cabo de Gata bildet etc. Auch die als Kuselit bezeichneten Porphyrite neigen hierher, nur daß in ihnen wiederum auch der Feldspat als Einsprengling auftritt.

Mineralische Zusammensetzung. Die am meisten ins Auge fallenden Bestandteile aller Lamprophyre sind die Bisilikate, welche sowohl als Einsprenglinge wie in der Grundmasse auftreten, wobei sich die Bildung der kleinen Individuen der Grundmasse gewöhnlich ohne Unterbrechung an jene der größeren anschließt. Die Einsprenglinge von Biotit sind oft kristallographisch gut umgrenzt und zonar aufgebaut mit lichterem Kern, in dem häufig seine Chloritisierung beginnt; in der Grundmasse erscheint das Mineral in winzigen Fetzen. Ähnlich ist es mit der Hornblende, welche ursprünglich wohl stets braun ist, öfter sekundär grün wurde; die Endausbildung der größeren Prismen ist mangelhaft. Besser kristallisiert ist der kurz prismatische Augit, der meist farblos durchsichtig wird, makroskopisch aber schwarz erscheint; hin und wieder ist er uralitisiert.

Orthoklas, meist stark getrübt, ist der herrschende Feldspat der Minetten und Vogesite, Plagioklas, gleichfalls trübe, von meist kalkreicher Mischung, Andesin bis Labrador, ja selbst Bytownit bis Anorthit, begleitet ihn und tritt im Kersantit und Spessartit stark in den Vordergrund; er ist hier öfters von einer schmalen Zone von Orthoklas umwachsen. Quarz ist ein stets sehr untergeordneter Gemengteil und bildet in ein-

zelnen Gesteinen die letzte Ausfüllung; in den meisten Quarzkersantiten ist er ein Fremdling in Form der sog. Quarzaugen, welche von radial gestellten Hornblende- oder Augitnadeln umgeben sind.

In den Lamprophyren der Zentralgranite ist der völlig frische Biotit besonders oft mit Chlorit parallel verwachsen, und diese Gesteine zeigen eine ungemein bedeutende Anreicherung von Zoisit-, Klinozoisit- und Granatmikrolithen in dem hier tadellos frischen Oligoklas. Andernteils beobachtet man Epidotmineralien neben Chlorit in den sonstigen Minetten und Kersantiten in weiter Verbreitung als sekundäre Bildung aus den Bisilikaten, und die meisten dieser Gesteine zeigen auch in einer Imprägnation von Kalkspat die fast stets vorhandene Umwandlung, welche sehr häufig die Struktur der Gesteine so stark verändert, daß sie in keiner Weise mehr ihre charakteristischen Grundzüge erkennen läßt.

Bezeichnend ist der geringe Gehalt an akzessorischen Mineralien mit Ausnahme des Apatits; der Zirkon tritt zurück, und selbst der sonst so verbreitete Titanit kommt kaum vor. Bemerkenswert ist bei dem hohen Eisengehalt, daß oxydische Erze öfter fehlen, gewöhnlich ganz untergeordnet sind. Manchmal findet sich etwas Schwefelkies. In allen Gliedern, namentlich im Olivin-(Pilit-)kersantit tritt lokal ein Gehalt an Olivin hervor, das Mineral ist aber gewöhnlich zu Pilit geworden. Aus dem Nebengestein aufgenommene Gemengteile sind selten; so findet sich z. B. Granat in den Minetten des *Lavanttals* in Kärnten, welche völlig den Habitus dunkler Glimmerschiefer haben; noch seltener ist Kordierit etc.

Die Struktur der Gesteine ist in weitaus den meisten Fällen nicht mehr in jedem Detail zu verfolgen. Die unvollkommene porphyrische Struktur, welche aus der großen Annäherung der beiden Mineralgenerationen sich ergibt, geht öfter, namentlich im Kern größerer Massen, in eine rein körnige über, und dann nimmt auch der Gehalt an Feldspat zu. Oder aber das Korn wird zunächst am Salband der Gänge mehr und mehr gleichmäßig dicht, und Einsprenglinge fehlen hier oft ganz. Die Mikrostruktur der Grundmasse ist etwas wechselnd, bald rein granitisch bald mit ausgesprochenem Kristallhabitus aller Gemengteile (panidiomorph), aber meistens infolge weitgehender Umwandlung überhaupt nicht mehr kenntlich. Öfters aber war ursprünglich unzweifelhaft glasige Basis vorhanden, welche kristallinisch entglast ist, so daß man nur aus der Mandelsteinstruktur und ähnlichem auf deren früheres Auftreten schließen kann. Wenn sich die Lamprophyre in ihrer Zusammensetzung dem Trapp oder Melaphyr nähern, so zeigen sie auch in ihrer Struktur Übereinstimmung mit diesen; zahlreiche „Gangmelaphyre“, welche in ihrem ganzen geologischen Verband als echte

Lamprophyre charakterisiert sind, lassen sich vom normalen Typus der basischen Eruptivgesteine überhaupt nicht unterscheiden.

Absonderungserscheinungen sind wenig charakteristisch; man trifft eine plattige, dem Salband parallele Absonderung, wie in Gängen überhaupt, und die kugelschalige Verwitterung ist gleichfalls verbreitet. Die glimmerreichen Lamprophyre zeigen oft recht deutliche Parallelstruktur, jene der Zentralalpen sind ausgesprochen schiefrig.

Chemische Verhältnisse. Die Grundzüge der chemischen Beschaffenheit der Lamprophyre zeigen ein Zurückgehen der Bestandteile der lichten Mineralien Kieselsäure, Tonerde und Alkalien, das Ansteigen von Eisen, Magnesia und Kalk, entsprechend der Zunahme der Bisilikate und der Plagioklase, und ein kräftiges Hervortreten der Phosphorsäure, die auf die Apatitkonzentration hinweist. Seltene Elemente und kräftige Mineralbildner sind dagegen im allgemeinen überhaupt nicht vorhanden.

Die Lamprophyre entstammen im allgemeinen einem an Mineralbildnern armen Magma; darauf weist schon die meist stumpfe Endigung der Gänge, das Fehlen miarolitischer Strukturen, an deren Stelle oft die schlackige Beschaffenheit tritt, das Zurücktreten von Fluor, Bor etc. und die geringe Fähigkeit, Bestandteile aus dem Nebengestein aufzunehmen, alles in polarem Gegensatz zu den Apliten. Damit stimmt auch die Seltenheit der Kaolinisierung in diesen oft recht stark umgewandelten Gesteinen, die im übrigen auch wenig zur Grünsteinbildung neigen, und schließlich die geringe Einwirkung der Gänge auf das Nebengestein, wenn sie sich lokal aus dem Kontaktbereich des Intrusivgesteins entfernen. Dagegen besitzen sie eine viel bedeutendere Kristallisationsfähigkeit, welche sie mit andern an Magnesia und Eisen reichen Schmelzflüssen gemeinsam haben. So trifft man derartige Gänge auch noch in weiterer Entfernung von dem Intrusivgestein, in welchen dieses seinen metamorphosierenden Einfluß nicht mehr geltend macht. Während kristallinisch entwickelte Aplite auf eine kristallinische Umgebung beschränkt sind, trifft man die Lamprophyre in durchaus normaler Entwicklung auch noch als Gänge in völlig unveränderten Sedimenten, z. B. im Karbon von *Niederschlesien* oder im Devon der *Vogesen.* Werden sie in diesen Zonen zufällig von aplitischen Gesteinen begleitet, so sind diese nicht mehr holokristallin, sondern als glasreiche Quarzporphyre oder als Pechstein entwickelt.

Geologisches Vorkommen. Auch bei den stets mit einem intrusiven Kern in nachweisbaren Beziehungen stehenden Lamprophyren braucht das geologische Alter nicht näher präzisiert zu werden. Man trifft die Gesteine in den *Vogesen,* im *Odenwald, Spessart, Fichtelgebirge,* in der *Lausitz* etc. gebunden an mächtige Granitmassive in einzelnen oder auch sehr zahlreichen Gängen, welche meist keine große Mächtigkeit (1—2 *m*)

aufweisen, sich aber niemals so fein verästeln, wie das bei den Apliten der Fall ist. Lokal, so z. B. am *Ochsenkopf* im Fichtelgebirge, erreichen sie aber auch Dimensionen bis an 100 *m*. Ganz ähnlich erscheinen die Lamprophyre im Syenit des *Plauenschen Grundes* bei Dresden, in den *zentralalpinen* Granit- und Tonalitmassiven, in den Monzoniten des *Fassatals* oder in dioritischen Stöcken. Schließlich können sehr ähnliche Gesteine, die aber meist basaltartiger werden, auch mit Gabbromassiven zusammenhängen; der als Gabbrolamprophyr angeführte Odinit *(Odenwald)* ist dagegen ein normaler Hornblendeporphyrit. Daß in ihrer Zusammensetzung, seltener auch in der Struktur, mit den hier angeführten Gesteinen übereinstimmende Bildungen als Randzonen um Granite, Syenite etc. auftreten, wurde schon erwähnt, andernteils kennt man nur sehr selten einigermaßen selbständige Vorkommnisse, welche zu Stöcken erweiterte Gänge darstellen.

Im Anschluß an diese Gesteine muß der im äußeren Habitus sehr ähnliche Ehrwaldit vom *Wetterschroffen* bei Ehrwald in Tirol besprochen werden, der nebst einigen analogen Vorkommnissen aus der Umgebung des *Achensees* ganz isolierte, schmale Gänge innerhalb der normalen Trias und weit entfernt von sonstigen Eruptivgesteinen bildet. Eine echt lamprophyrische Grundmasse umschließt Einsprenglinge von Augit und serpentinisiertem Olivin; in der Grundmasse selbst sind etwa gleichviel Augit, Hornblende und Glimmer vorhanden neben oxydischen Erzen, Chlorit und einer untergeordneten Menge aggregatpolarisierender farbloser Substanz, welche nicht bestimmbar ist, aber wohl einem ursprünglichen Glase ihre Entstehung verdankt. Bei der für Lamprophyre überhaupt charakteristischen, weitgehenden Umwandlung ist es jedoch nicht sicher festzustellen, ob diese Gesteine nicht zur nächsten Gruppe gehören.

Kamptonit und Basalt.

Makroskopische Beschaffenheit. Die den Natrongesteinen entsprechenden Lamprophyre sind in ihrem äußeren Habitus im allgemeinen äußerst gleichmäßige, in der mineralischen Zusammensetzung sehr wechselnde Gesteine. Im frischen Zustand sind sie schwarz, meist mit stark vorherrschender, dichter, harter, splitterig brechender Grundmasse von hoher Verbandsfestigkeit und zurücktretenden Einsprenglingen, unter denen bei den gangförmig vorkommenden Biotit und schwarze Hornblende häufiger sind als der bei den effusiven Typen im allgemeinen vorhandene Titanaugit. Dieser tritt in einzelnen Vorkommnissen von Kamptonit wie von Basalt in größeren Kristallen und in bedeutender Menge teils tafelig teils kurz prismatisch hervor.

Daneben erkennt man häufig Olivin oder Pseudomorphosen von Serpentin nach diesem Mineral. Im äußeren Habitus unterscheiden sich die meist weniger frischen, daher auch oft bräunlich oder grünlich verfärbten, matter brechenden Kamptonite von den frischen Basalten; erstere brausen infolge einer Kalkspatimprägnation häufig mit Salzsäure und haben auch ein weniger hohes spezifisches Gewicht, das bei den Basalten selbst im allgemeinen 3 stark übersteigt.

Glasreiche Entwicklungsformen, oft schon makroskopisch mit deutlich erkennbarem, glänzendem, dunklem Glas, sind nicht allzu selten; man hat jene, welche gangförmig auftreten und daher als Einsprenglinge häufig Biotit und Hornblende enthalten, unter den Namen Monchiquit, Fourchit und Ouachitit unterschieden von den Glasbasalten, Magmabasalt, und den eigentlichen Basaltgläsern, Hyalobasalt, Basaltvitrophyr, in denen nur oder fast nur Augit neben Olivin die Einsprenglinge bildet.

Schlackige Ausbildungsformen sind an der Oberfläche der Basaltmassen weit verbreitet, Basaltlava; vorherrschend glasige Entwicklung ist nur ausnahmsweise vorhanden. Sekundäre Entglasung, wie bei Natrongesteinen überhaupt unter Bildung von Zeolithen, ist namentlich bei den Kamptoniten und Monchiquiten verbreitet, und Zeolithe spielen auch in den zugehörigen Mandelsteinen eine nicht geringe Rolle.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Noch mehr als bei Minette und Kersantit tritt das basische Mineral hier in den Vordergrund, lokal als Biotit, der selten und fast nur unter den Einsprenglingen vorhanden ist, in den daran besonders reichen, melilithführenden Gesteinen sich aber auch in einer zweiten Generation findet. In den effusiven Basalten, den „Deckenbasalten", ist er häufig resorbiert. Einsprenglinge von Hornblende sind makroskopisch tiefschwarz, im Kamptonit und Monchiquit ziemlich prismatisch entwickelt und natronhaltig, im Basalt, Hornblendebasalt, an sich seltener, mehr gedrungen ausgebildet und zur basaltischen Hornblende gehörig, die oft weitgehend magmatisch verändert ist. Als besonders unterscheidend wird angeführt, daß bei den ersteren Gesteinen sich in charakteristischer Weise und in großer Menge eine zweite Generation der schlanken Hornblendesäulchen in der Grundmasse einstellt, welche im Basalt durch Augit ersetzt ist. Doch ist dieser Unterschied nur scheinbar von Bedeutung, indem darin eine in den verschiedensten Gruppen sich wiederholende Erscheinung vorliegt, daß in den oberflächlichen Ergüssen Augit an Stelle der Hornblende tritt, ohne daß darin ein systematisches Merkmal erblickt werden

könnte. Unter den gangförmig auftretenden, frischen, tertiären Basalten, „Stielbasalten", finden sich außerdem Gesteine, welche dieselbe Wiederholung der Hornblende aufweisen, und die man deshalb von den eigentlichen Basalten getrennt und wiederum als Kamptonite oder Monchiquite bezeichnet hat. In noch viel höherem Maße ist das Mineral in den Basalttuffen verbreitet, ein Beweis, daß es als intratellurische Bildung in den Basalten eine große Bedeutung hatte.

Das wichtigste basische Mineral, das sowohl als Einsprengling wie in der Grundmasse nirgends fehlt, ist ein monokliner, meist natronhaltiger Titanaugit, violett und oft deutlich pleochroitisch, gewöhnlich in den Einsprenglingen mit Zonar- oder Sanduhrstruktur, in den Mikrolithen der Grundmasse einheitlich. Beide Generationen erscheinen mit deutlicher Kristallform im Gegensatz zum Trapp. Nur ausnahmsweise findet sich der Augit in Kamptoniten und Basalten als Einsprengling in massenhaften, häufig tafligen Kristallen, meist ist er vereinzelt und weniger stark hervortretend.

Die Alumosilikate trifft man ganz selten in größeren Individuen, so manchmal untergeordnet den Plagioklas, der dagegen als Bestandteil der Grundmasse in Kamptoniten und Basalten eine ziemliche Wichtigkeit besitzt. Er zeigt dann gewöhnlich leistenförmige Durchschnitte, welche manchmal dem Andesin, häufiger kalkreichen Mischungen angehören. In einzelnen Basalten besteht ein Teil der feinkörnigen Grundmasse aus nicht lamelliertem Feldspat, den man gerne für Orthoklas ansehen möchte. Auch Nephelin und Leuzit sind nur ganz ausnahmsweise in größeren Kristallen bekannt, so namentlich der erstere in den ungemein wechselnden Gesteinen am *Katzenbuckel* im Odenwald, welche zwischen echtem Nephelinbasalt und phonolithoiden Typen variieren, unter welchen auch eigenartige Nephelinite von echt lamprophyrischer Zusammensetzung vorkommen, in denen neben ziemlich reichlicher Entwicklung von Biotit zahlreiche Einsprenglinge von bald frischem bald getrübtem Nephelin auffallen, Katzenbuckelit.

Sonst pflegt der Nephelin auf die Grundmasse beschränkt und in Mikrolithen entwickelt zu sein, welche in den glasreichen Monchiquiten sich oft recht scharf abheben, in den meisten Basalten mehr oder minder undeutlich sind und gerne in die schwer bestimmbare nephelinitoide Zwischenmasse übergehen, welche die Form einer Basis annimmt. Noch weniger klar erscheinen die Verhältnisse, wenn der Nephelin zeolithisiert oder sonst umgewandelt ist, eine in den Kamptoniten gewöhnliche Erscheinung. So sind z. B. in jenen der Umgebung von *Predazzo* fast stets kleine, deutlich abgegrenzte, aggregatpolarisierende Durchschnitte in größerer Menge in der Grundmasse vorhanden, welche nach ihrer Form nichts anderes gewesen sein können als Nephelin oder ein Mineral der Sodalithgruppe.

Auch der Leuzit ist im allgemeinen sehr schwierig erkennbar, am deutlichsten wieder in glasreichen Gesteinen, z. B. den Leuzitmonchiquiten.

Sonst bildet er kleinste Mikrolithe in der Grundmasse ohne deutliche Doppelbrechung und nur charakterisiert durch die regelmäßige Anordnung von Schlackeneinschlüssen, die seine Bestimmung überhaupt erst ermöglichen. Dagegen erscheint der Melilith, wenn auch meist in sehr kleinen, so doch fast stets in wohl bestimmbaren, leistenförmigen Durchschnitten, welche öfters durch die Pflockstruktur charakterisiert sind (Fig. 82), aber auch zu trüben Aggregaten umgewandelt erscheinen. Derselbe wird ständig von kleinen Oktaedern von Perowskit begleitet. Besonders in den gangförmigen Vorkommnissen ist hier der Biotit zu beobachten, der in den Melilithbasalten manchmal in zwei Generationen auftritt, so in dem glimmerreichen Alnöit von der Insel *Alnö*, während er in *grönländischen* Vorkommnisssen den Augit überhaupt ganz vertritt. Hierher gehört auch der früher als Nephelinpikrit bezeichnete Gang von *Dewin* bei Wartenberg in Böhmen, ein graublaues, dichtes Gestein, das weit vorherrschend aus Melilithleisten in einer Nephelinfülle mit Olivin, Perowskit und untergeordnetem Biotit besteht. Ein in Basalten nicht seltener, meist aber rein akzessorischer Gemengteil, der gewöhnlich schon makroskopisch in blauen Individuen hervortritt, ist der Hauyn.

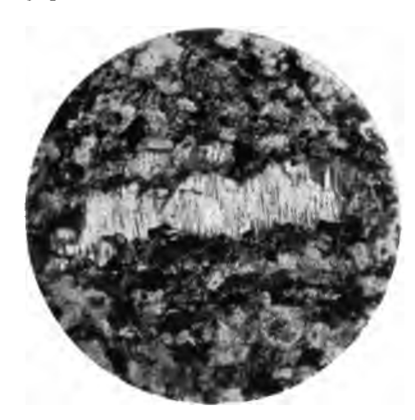


Fig. 82. Pflockstruktur in Melilith. Melilithbasalt, Oahu, Sandwichinseln. (Nach E. Cohen.)

Endlich ist der Olivin ein ungemein weit verbreiteter, in Kamptoniten fast stets serpentinisierter, in Basalten häufig völlig frischer Gemengteil, der abgesehen von den als Urausscheidungen charakterisierten Aggregaten in verschiedenen Formen vorkommt. Am häufigsten ist er nur als Einsprengling vorhanden, seltener auch in der Grundmasse, und in letzterem Fall bildet er namentlich in den glasreichen Varietäten prächtige Kristallskelette. Auch unter den Einsprenglingen kann man zweierlei Typen unterscheiden, welche beide im allgemeinen schon makroskopisch sichtbar sind. Während in zahlreichen Basalten gedrungene, in den Melilithbasalten auch dünntaflige Kristalle von Olivin, meist gerundet und magmatisch korrodiert, vorhanden sind, trifft man in andern das Mineral ganz oder fast ausschließlich in unregelmäßigen Bruchstücken, welche bald scharfeckig bald etwas abgerundet sind und höchst wahrscheinlich die Trümmer verspratzter Olivinfelseinschlüsse darstellen. In beiden Fällen enthält der Olivin winzige Oktaeder von Chromspinellen.

In zahlreichen Vorkommnissen beobachtet man eine glasige Basis, welche in manchen Basalten als ein schwer erkennbares Glasnetz sich zwischen den einzelnen kristallisierten Bestandteilen hindurchwindet. Daß eine solche Basis in zahlreichen Kamptoniten gleichfalls vorhanden war, kann nicht zweifelhaft sein; schon die Verbreitung von Mandelsteinen spricht dafür, die auf schlackige Ausbildung des Gesteins schließen läßt. In seltenen Fällen ist das Glas ein wichtiger Gesteinsbestandteil geworden, der namentlich an Stelle der lichten

Bestandteile der Grundmasse tritt. Es ist dann gewöhnlich auch im Dünnschliff nicht ganz farblos, erfüllt von Mikrolithen der basischen Gemengteile, zu denen sich skelettartige Olivin-, auch kleine Feldspat-, Nephelin- und Leuzitindividuen gesellen, wie dies für den Magma- oder Glasbasalt und den Monchiquit charakteristisch ist. Olivinarme Vorkommnisse dieser Art hat man wohl auch als Augitit, olivinreiche als Pikritporphyrit bezeichnet, letzteres zumal in sekundär entglasten Vorkommnissen. Für normal basaltisch zusammengesetzte, glasreiche Gesteine wurde ferner der Name Limburgit aufgestellt, nach einem Lavastrom an der *Limburg* im Kaiserstuhl, dessen Gestein sich aber durch ganz anormale Beschaffenheit auszeichnet. Zahlreiche, größere, taflige Augite und kleine Kristalle von Hyalosiderit liegen dort in einer blasigen, von Zeolithen ausgekleideten Grundmasse, welche vorherrschend aus Augit, untergeordnet aus Glas mit Plagioklasskeletten besteht. Es tritt in dem Limburgit der Pyroxen noch viel mehr in den Vordergrund als sonst in Basalten, und dementsprechend ist der Tonerdegehalt besonders niedrig, jener an zweiwertigen Metallen aber bedeutender als in den normalen Vorkommnissen. Die wechselnde Zusammensetzung der Glasbasis der Basalte kommt in dem verschiedenartigen Verhalten derselben zum Ausdruck, namentlich in der wechselnden Färbung und in der verschiedenen Angreifbarkeit durch Säuren, welchen die natronreichsten Abarten besonders leicht erliegen.

Unter den akzessorischen Mineralien treten Apatit und titanhaltige oxydische Erze in den Vordergrund, beide oft in recht bedeutenden Mengen, entsprechend dem melanokraten Charakter der Gesteine. Die Kamptonite und Basalte sind wohl die einzigen Eruptivgesteine, in denen Apatit ausnahmsweise schon makroskopisch sichtbar wird. Ferner sind Zirkon, Titanit und titanhaltiger Melanit lokal in wechselnden Mengen nachweisbar. Von sekundären Mineralien ist vor allem der Kalkspat zu erwähnen, der in den Kamptoniten als Imprägnation nirgends fehlt, in den Mandelsteinen gerne als Füllung der Poren auftritt und schließlich im Alnöit selbständigere Partien bildet, die auch in den frischesten Vorkommnissen vorhanden sind. Begleitet wird das Mineral von Zeolithen, teils Analzim teils Natrolith, Mesotyp und andern, welche sekundär aus Nephelin, Leuzit, Hauyn oder auch aus der Glasbasis hervorgegangen und im allgemeinen sehr schlecht bestimmbar sind. Selten erscheinen in Kamptoniten auch Epidot und Chlorit. Manche Vorkommnisse sowohl von Kamptonit als von Basalt sind zu schmutzigbraunen Wacken umgewandelt, Basaltwacke, andere lieferten lockere, eisenschüssige Tone, Basaltton, die oft ziemlich tief in den Gesteinskörper eindringen.

In besonders hohem Maße ausgezeichnet sind die Kamptonite und Basalte durch die Häufigkeit von Einschlüssen, welche meist durch mittelkörnige bis grobkörnige Struktur sich aus der dichten Gesteinsmasse abheben. Hierher gehören bis faustgroße Individuen von gelbgrünem, auch schwärzlichem, glasartig brechendem Olivin, große, oft sehr flächenreiche, aber stark gerundete Hornblende- und Pyroxenkristalle mit recht vollkommener Spaltbarkeit, ungewöhnlich große Biotittafeln etc. Ferner sind besonders verbreitet und namentlich in Basalten nie fehlend mittelkörnige Olivinfelse, in ihrer Zusammensetzung und Struktur übereinstimmend mit den verschiedenen Typen der Peridotite und wie diese übergehend in pyroxen-, hornblende- und biotitreiche Aggregate. Andernteils sind es große, oft sanidinähnlich



Fig. 83. Quarzauge mit mikrolithenreichem Glashof. Basalt, Neuhaus, Oberpfalz.

frische, gerundete Kristalle von Orthoklas sowie Quarzaugen, die in Basalten oft von einem Hof von mikrolithenreichem Glas umgeben sind (Fig. 83), oder aplitartige Aggregate von Quarz und Feldspat.

Ferner finden sich derbe Erzputzen: Magnetkies, Magneteisen und Titaneisen, dazu kommen Apatit, Zirkon und Graphit und endlich Mineralkombinationen, die für Kontaktgesteine charakteristisch sind, in denen Granat, Wollastonit, Sillimanit etc. herrschen, stellenweise auch Sapphir von wechselnder Färbung in größeren Körnern. Diese ungemein mannigfaltigen Gebilde werden von Zirkel insgesamt als Urausscheidungen aus dem Magma selbst aufgefaßt, da einesteils schalenartige Verwachsungen der verschiedenen Typen lokal nicht selten sind (*Kleiner Finkenberg* bei Bonn a. Rh.) und andernteils die gleichfalls in denselben Gesteinen vorkommenden Bruchstücke des Nebengesteins eine partielle Umschmelzung (Frittung) erlitten haben, oft mit einer Kristallisation von mikrolithischem Spinell, Kordierit etc. in dem neugebildeten Glas. Man hat auch namentlich die Olivinfelse als Bruchstücke einer durch magmatische Spaltungsprozesse in der Tiefe gebildeten Kruste des Magmas angesehen, welche bei der Eruption der Basalte selbst zertrümmert worden wäre. Verlassen ist dagegen die ältere Theorie, welche dieselben als Beweis einer allgemein entwickelten peridotitischen Zone im Grundgebirge ansah, weil man sie eben nur in Basalten und verwandten Gesteinen, in diesen allerdings in universeller Verbreitung als Einschlüsse sowohl als in den Tuffen in Form von Auswürflingen, den sog. Olivinbomben, findet.

Erwähnenswert ist ferner eine andere Gruppe körniger Gesteine, welche in zahlreichen Basaltvorkommnissen auftreten, aber nicht sowohl als scharf abgegrenzte Bruchstücke, sondern im allgemeinen als schlierenartige Bildungen oder auch als stark verschweißte Gänge sich finden, die hin und wieder auch in die Tuffe hinübersetzen. Es sind Bildungen von wechselnder, vorherrschend leukokrater Beschaffenheit, bald ziemlich kompakt mit granitischer, in den augitreicheren Varietäten auch ophitischer Struktur (*Löbau*), oft aber den Pegmatiten ähnlich grobkörnig und drusig ausgebildet (*Meiches* im Vogelsberg) und in den Hohlräumen reich an prächtigen Kristallen der Hauptgemengteile sowie einzelner seltener Mineralien. Solche Schlieren bestehen aus wechselnden Mengen von Nephelin oder Leuzit mit titanhaltigem Augit und Titaneisen und werden am besten als Nephelinite resp. Leuzitite bezeichnet. Zu diesen gehört auch der größere Teil der Nephelin- resp. Leuzitdolerite der älteren Literatur. Sie stehen in ihrem grobkörnigen Habitus sowohl als in der häufigen drusigen Struktur und den Mengenverhältnissen der Mineralien im Gegensatz zu den Basalten selbst, in denen sie auftreten.

Schließlich sind eigentümliche Verwitterungsformen der frischen Basalte zu erwähnen, welche ebenso wie die besprochenen Einschlüsse und Schlieren eines der wichtigsten Merkmale gegenüber dem Trapp bezeichnen: das sind die sog. kokkolithischen Basalte oder Sonnenbrenner (Fig. 84). Überall in den Steinbrüchen eigentlicher Basalte macht man die Beobachtung, daß einzelne, meist nicht sehr umfangreiche Partien, die in frischem Zustand normale, gleichmäßig schwarze, dichte Gesteine sind, unter dem Einfluß der Atmosphärilien nach wenigen Wochen zahlreiche kleine, weiße Flecken aufweisen, welche sich allmählich erweitern, und mit deren Entstehung ein Zerfall des Gesteins in eckige Körner verbunden ist, eine Erscheinung, welche der in Basaltgebieten so intensiv betriebenen Pflastersteinindustrie großen Schaden bringt. Man hat dieselbe, allerdings ohne bindenden Beweis, auf eine lokale Anhäufung von Nephelin zurückgeführt, der besonders leicht den Atmosphärilien erliegen soll; jedenfalls ist sie ein Anzeichen dafür, daß die Beschaffenheit der Gesteine keine sehr gleichmäßige ist. Dies ergibt sich übrigens auch aus eingehenderen mikroskopischen Untersuchungen der Basalte, welche mit den übrigen Lamprophyren eine große Unbeständigkeit der Zusammensetzung gemeinsam haben, die sich aber der makroskopischen Beobachtung meist entzieht, da der äußere Habitus all der wechselnden Glieder der Familie durchaus übereinstimmend ist.

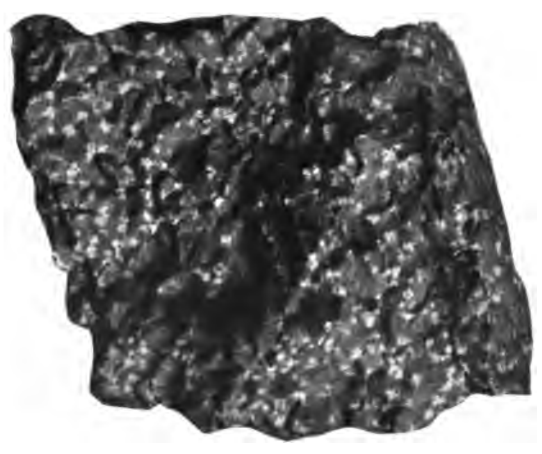


Fig. 84. Sonnenbrenner. Nephelinbasalt, Stockheim in der Wetterau. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Was die Struktur der hier besprochenen Gesteine betrifft, so ist dieselbe im allgemeinen makroporphyrisch, wenn auch die Einsprenglinge meist gegenüber der gewöhnlich völlig dichten Grundmasse zurücktreten. Unter dem Mikroskop aber erscheint sie häufig nicht als eigentliche Porphyrstruktur, weil die Epoche der Bildung der Einsprenglinge sich mit jener der Grundmasse auf das vollkommenste verbindet. Jedenfalls ist in allen typischen Vorkommnissen das dunkle Mineral vor dem lichten zur Kristallisation gelangt, daher gegenüber von diesem automorph begrenzt, der charakteristischste Unterschied zwischen Basalt und Trapp, der sich nur in verhältnismäßig seltenen intermediären Gliedern verwischt. Manchmal ist die Tendenz zu



Fig. 85. Säulenbasalt. Herrenhauser Stein bei Steinschönau in Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

panidiomorpher Entwicklung der rein körnigen Grundmasse einigermaßen zu beobachten; gewöhnlich ist diese nicht deutlich, einesteils wegen der nicht vollkommenen Frische, namentlich bei den Kamptoniten, andernteils wegen des weitverbreiteten Auftretens einer feldspatigen, nephelinitoiden oder glasigen Basis.



Fig. 86. Kugelige Verwitterung von Basaltsäulen. Schloßberg bei Aussig, Böhmen. (Nach J. Roth.)

Unter den Absonderungsformen ist namentlich die säulige der Basalte zu erwähnen, welche in fast allen Basaltgebieten in hervorragender Schönheit zu beobachten ist (Fig. 85); durch Verwitterung entstehen daraus die kugelschaligen Gebilde, wie sie Fig. 86 darstellt. Die Kontaktwirkung auf das Nebengestein

oder auf eingeschlossene Gesteinsbruchstücke ist im allgemeinen wenig bedeutend: Sandsteine werden gefrittet, öfter unter bezeichnender Absonderung in Säulen, oder weitergehend eingeschmolzen, was zu nicht unbedeutenden glasigen Partien führen kann (*Roßberg* bei Darmstadt). Lokal findet sich auch eine Verkieselung des Nebengesteins, wie sie z. B. in dem violetten oder gebänderten Porzellanjaspis oder der Erdschlacke vorliegt. Kalksteine erscheinen im Basaltkontakt manchmal marmorisiert.

Chemische Verhältnisse. Die Hauptgrundzüge der chemischen Beschaffenheit sind auch hier durch den lamprophyrischen Charakter gegeben und bestehen in einem Zurücktreten der Bestandteile der lichten Mineralien und in der Vorherrschaft jener der Bisilikate resp. des Olivins. Ein bedeutender Gehalt an Eisen ist besonders auffallend, ebenso ein hoher Prozentsatz von Phosphor- und Titansäure neben dem Fehlen sonstiger seltenerer Elemente sowie des Bors, Fluors etc. Im ganzen sind diese Gesteine recht leicht angreifbar, und infolgedessen sind in der Hauptsache auch nur die jüngeren, vorherrschend tertiären und rezenten Basalte vollkommen frisch erhalten. Sehr verbreitet ist, wie bei den Natrongesteinen überhaupt, auch hier die Zeolithbildung.

Entsprechend den wechselnden Proportionen der gewöhnlich herrschenden, dunkeln Bestandteile zu den tonerdereichen, lichten ist die Zusammensetzung der Gesteine ziemlich verschiedenartig. Dazu kommt die Verschiedenheit, welche in der chemischen Beschaffenheit der meist basischen Plagioklase gegenüber dem natronreichen Nephelin, dem kalireichen Leuzit und dem kalkreichen Melilith gegeben sind, und die wechselnde Menge des Olivins, der bald fehlt, bald zu einem sehr wichtigen Gesteinsbestandteil wird, so daß die Gruppe der Kamptonite und Basalte sehr verschieden zusammengesetzte Bildungen umfaßt. Der Kieselsäuregehalt erhebt sich nicht über 45 %, variiert in weitaus den meisten Fällen um 40 % und sinkt schließlich in den Melilithbasalten bis unter 30 % herab. Letztere sind gleichzeitig die kalkreichsten Gesteine der Reihe mit bis 16 % CaO; doch ist der Kalkgehalt im allgemeinen viel weniger variabel als jener an Magnesia, die zwischen 5 % in den olivinarmen Gesteinen, bis zu 20 % in den olivinreichen Pikritporphyriten schwankt. Der normale Ge-

halt liegt etwa in der Mitte. Jener an Alkalien ist ferner naturgemäß in den Nephelin- und Leuzitgesteinen höher als in den Plagioklasgesteinen; er wird ganz untergeordnet im Melilithbasalt, ferner in den Pikritporphyriten und im Limburgit, in welchen gleichzeitig die Tonerde ganz besonders zurücktritt.

Im Unterschied des Tonerdegehalts gegenüber den sonst daran so besonders reichen Natrongesteinen ist ein besonders hervortretendes Merkmal gegeben, ebenso wie im Verhältnis der Tonerde zu den Eisenoxyden, welch letztere häufig überwiegen. Ein Gehalt von mehr als 15 $^0/_0$ Tonerde ist in echten Kamptoniten und Basalten selten; er sinkt stellenweise bis zur halben Höhe herab.

Im Zusammenhang damit muß eine kurze Übersicht über die Systematik der Basaltgesteine gegeben werden. Es gibt sowohl in Beziehung auf die Eigenart der chemischen Zusammensetzung als auch auf den bezeichnenden äußeren Habitus als echte Basalte zu bezeichnende Gesteine, welche — meistens olivinhaltig, seltener olivinfrei — neben dem Augit Plagioklas, Nephelin, Leuzit, Melilith oder Glas führen, in denen auch zwei oder noch mehr der lichten Mineralien gleichzeitig vorhanden sind, und daraus leitet sich die folgende rein mineralogische Systematik der Gruppe nach Zirkel ab:

Augit	Plagioklas	Plagioklas u. Nephelin	Nephelin	Plagioklas u. Leuzit	Leuzit	Melilith	Glas
ohne Olivin	Plagioklasbasalt	Nephelintephrit	Nephelinit	Leuzittephrit	Leuzitit		Augitit
mit Olivin		Nephelinbasanit	Nephelinbasalt	Leuzitbasanit	Leuzitbasalt	Melilithbasalt	Limburgit

Es ist wohl in keiner Reihe der Eruptivgesteine so vollständig deutlich, daß die rein mineralogische Einteilung unhaltbar ist, als gerade in dieser Tabelle. Abgesehen davon, daß olivinführende und olivinfreie Gesteine untereinander viel mehr Verwandtschaft aufweisen können, als z. B. die verschiedenartigen Gesteine, welche nach dem obigen Schema unter den Begriffen: Plagioklasbasalt, Tephrit oder Basanit nach der einfachen mineralogischen Definition zusammengeworfen werden, welche weder die Mengenverhältnisse der Bestandteile noch die Struktur noch die chemische Zusammensetzung berücksichtigt. Es erscheint daher vom Standpunkt einer naturgemäßen Systematik die Abtrennung der ophitisch oder intersertal struierten Trappe und Melaphyre von dem Typus der Basalte ebenso notwendig wie die Sonderstellung der zu den Trachydoleriten und Phonolithen hinüberführenden Tephrite, oder der mehr pegmatitähnlichen, körnigen Schlieren von Nephelinit oder Leuzitit, wobei der Olivingehalt des einzelnen Typus recht nebensächlich erscheint gegenüber den in der allgemeinen Zusammensetzung wie in der Struktur hervortretenden Gegensätzen. Man muß in dem durchaus lamprophyrischen Charakter der Basalte das wichtigste Merkmal dieser Gruppe erblicken, deren einzelne Glieder im makroskopischen Habitus so außerordentliche Gleichartigkeit zeigen, daß sie ohne mikroskopische und chemische Analyse nicht voneinander geschieden werden können.

Was man ohne weiteres nach der makroskopischen Bestimmung als echten Basalt bezeichnet, d. h. die schwarzen, gleichmäßig dichten, harten, splitterig brechenden Gesteine, in denen makroskopisch nur Körner und einzelne Putzen von Olivin sich abheben, das ist sicher Basalt im hier gebrauchten Sinne. Wenn man auch nach der genaueren Untersuchung den Plagioklasbasalt von Nephelin-, Leuzit-, Melilith- oder Glasbasalten, eventuell auch entsprechenden Basaniten trennen kann, so erscheint doch der Grundzug der Familie der Basalte nach der Abtrennung der oben charakterisierten, heterogenen Elemente als ein in hohem Grade einheitlicher, und die verschiedenen Glieder zeigen nicht nur in Zusammensetzung und Struktur, sondern ebenso auch in dem fast stets vorhandenen, innigen geologischen Verband ihre Verwandtschaft deutlich. Man kann schließlich eventuell noch für die weit vorherrschend aus Augit bestehenden Gesteine den Namen der Augitite, für die besonders olivinreichen jenen der Pikrite und Pikritporphyrite beibehalten; das sind aber Gesteine, welche in ihrem ganzen Bestand den Übergang zu den Pyroxeniten und Peridotiten erkennen lassen.

Geologisches Vorkommen und Alter. Alle als Basalt bezeichneten Gesteine werden als jungeruptive Gesteine angesehen, wenn auch der strikte Nachweis dafür in vielen Gebieten nicht zu erbringen ist. Wo man den Verdacht hatte, daß es vortertiäre Bildungen sind, hat man trotz völliger Übereinstimmung in der petrographischen Beschaffenheit eine Reihe neuer Namen entstehen lassen, welche petrographisch ohne jede Bedeutung sind. Im allgemeinen ist nicht zu bezweifeln, daß alle einigermaßen bedeutenden Vorkommnisse hierhergehöriger Gesteine verhältnismäßig geringes geologisches Alter aufweisen, und daß die älteren Äquivalente, die Kamptonite, Monchiquite etc. weitaus in der Hauptmasse wenigstens, Ganggesteine sind, welche in die Gefolgschaft der Nephelinsyenite resp. deren mannigfaltigen Spaltungsprodukte gehören. In besonders reicher Ausbildung kennt man sie unter diesen Verhältnissen in den Nephelinsyenitgebieten von *Arkansas, Brasilien,* der Halbinsel *Kola* usw. Wo sie geologisch nicht direkt an Nephelinsyenit gebunden sind, erscheinen sie doch wenigstens in Begleitung der entsprechenden aplitartigen Spaltungsgesteine, so z. B. die zahlreichen Kamptonitgänge der Umgebung von *Predazzo* mit den leukokraten Liebeneritporphyren.

Dieselbe Verbindung lamprophyrischer und aplitähnlicher Natrongesteine ist auch bei den tertiären Eruptionen eine weitverbreitete Erscheinung: der Vulkanreihe der Melilithbasalte des *Hegaus* parallel verläuft eine Reihe phonolithischer Kegel, wobei die Tuffe beider öfters eine primäre Vermischung aufweisen. Auch

im *Kaiserstuhl* und in der *Eifel,* im *Böhmischen Mittelgebirge* und in der *Auvergne* sind mit den Basalten Phonolithe und Tephrite geologisch aufs innigste verbunden. Andernteils aber trifft man in der *Oberpfalz,* im *Fichtelgebirge,* in *Thüringen* etc. zahlreiche Basalteruptionen ohne diese Begleitung.

Wenn auch die Basaltvorkommnisse Mitteldeutschlands an Zahl ungemein bedeutend sind, so erscheinen sie doch insgesamt in untergeordneter Massenentwicklung, welche gegenüber von der Ausdehnung z. B. des Trapps kaum ins Gewicht fällt, und wo sie mit echtem Trapp in nähere Beziehung treten, sind sie im allgemeinen diesem gegenüber vollständig selbständige Bildungen, so z. B. in *Hessen,* wo beiderlei Arten von Gesteinen übereinander in Strömen auftreten. Dagegen sind in zahlreichen Gebieten die verschiedenartigen Basaltgesteine miteinander verbunden, so z. B. im *Böhmischen Mittelgebirge,* wo kaum ein Typus fehlt, in andern sind vorherrschend einzelne Abarten, so z. B. Plagioklasbasalte in *Hessen,* Nephelinbasalte im *Fichtelgebirge,* Nephelin- und Leuzitbasalte in der *Eifel,* Melilithbasalte in der *Schwäbischen Alb* und im *Hegau,* während Glasbasalte nur selten ganz selbständig auftreten, sondern hauptsächlich oberflächliche Ausbildungsformen aller übrigen Glieder bilden.

Die Melilithbasalte der *Schwäbischen Alb* sind Gänge in den dortigen Schlotbrekzien von analoger Zusammensetzung: auch in sonstigen Basaltgebieten, namentlich in Böhmen, sind nicht unbedeutende Gangbildungen von Basalten aller Art bekannt. Andernteils trifft man die Gesteine in den verschiedensten Gebieten in der Form von Strömen und Decken, begleitet von oft recht bedeutenden Tuffablagerungen. Besonders bezeichnend aber sind die Basaltkuppen, welche zum Teil wie jene der *Oberpfalz* echte Quellkuppen darstellen, deren Magma offenbar in recht zähflüssigem Zustand emporgedrungen ist, und die öfter noch ihre Schlackenkruste oberflächlich erkennen lassen und entsprechend ihrem zähflüssigen Zustand zur Entstehung von Tuffen nur in sehr beschränktem Maße Anlaß gaben (*Hoher Parkstein* bei Weiden).

Inwieweit analoge Gesteine von nachweisbar prätertiärem Alter in eigentlicher Ergußform auftreten, ist bis jetzt noch nicht zu übersehen, wie es auch keine Erklärung dafür gibt, daß die in so weiter Ausdehnung unter den jungeruptiven Bildungen vorkommenden Basalte unter den älteren höchstens ganz untergeordnete Äquivalente haben. In letzterer Beziehung aber mag auf die Phonolithe hingewiesen werden, welche mit den Basalten so oft verbunden sind und deren aplitartiges Gegenstück darstellen, bei welchen eine ähnliche Beobachtung gemacht werden kann.

V. Feldspatfreie Gesteine.

Peridotit und Pyroxenit.

Makroskopische Beschaffenheit. Die feldspatfreien Eruptivgesteine bezeichnete man von jeher ohne Rücksicht auf das geologische Alter als Olivinfelse (Olivinit) oder Peridotite,

wenn sie vorherrschend aus Olivin (Peridot) bestehen, als Pyroxenite, wenn an dessen Stelle Pyroxen tritt. Letztere sind nur untergeordnete Vorkommnisse, geologisch an Peridotit oder Gabbro gebunden. In frischem Zustand sind die Gesteine meist mittel-, seltener (namentlich die Pyroxenite) grobkörnig, wohl nie eigentlich dicht, von grünlichgelber bis bräunlicher Farbe, und ungemein großer Härte und Zähigkeit, welche allerdings manchmal durch innere Zermalmung verloren gegangen ist. Entsprechend dem hohen Gewicht der hauptsächlichen Mineralien, das oft durch nicht unbedeutenden Erzgehalt noch erhöht wird, sind namentlich die frischen Peridotite mit einem spezifischen Gewichte von 3,2 bis 3,4 die schwersten Eruptivgesteine.

Neben dem gewöhnlich stark herrschenden Olivin sieht man fast überall vereinzelt, in manchen Vorkommnissen auch reichlicher blätterige, oft recht große Individuen von Pyroxen, meist bräunlich, mit metallisierendem Schiller (Schillerspat), seltener grün; manchmal auch Hornblende oder Biotit. In einigen Vorkommnissen treten dunkelrote, gerundete Körner von Pyrop makroskopisch hervor, hin und wieder auch Spinelle und Erze. Außerdem sieht man in zahlreichen Serpentinen feinstrahligen bis grobstengeligen Tremolit, der sich als Nebenprodukt der Serpentinisierung darstellt und sicher sekundär ist, ebenso größere Kristalle meist eisenreichen Magnesits, Talk in feinen Schuppen etc.

Nur in wenigen Gebieten haben sich die Peridotite frisch erhalten; meist sind sie in größerem oder geringerem Maße zu Serpentin (lat. serpens, Schlange, wegen der Farbenzeichnung) geworden; die Pyroxenite dagegen sind öfter unzersetzt geblieben.

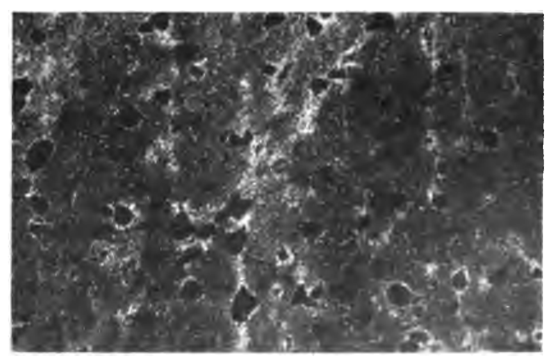


Fig. 87. Gemaserter Serpentin mit dunklem Pyrop. Zöblitz in Sachsen. (1/3 nat. Gr.)

Die normalen Serpentine sind massige, ziemlich weiche, aber recht zähe, gewöhnlich dunkelgrüne Gesteine mit mannigfacher Farbenzeichnung, welche bald

einer Maserung nicht unähnlich ist (Fig. 87, S. 175), bald durch unregelmäßige Eisenerzausscheidung gelblichgrün, rötlich oder schwärzlich geflammt erscheint, einer Schlangenhaut vergleichbar, oder endlich als sekundäre Aderung sich darstellt, die meist lichter ist als die Hauptmasse des Serpentins selbst und bald aus Chrysotil bald aus Karbonaten besteht (Fig. 88). Der Bruch ist im allgemeinen völlig dicht, mehr muschelig beim Chrysotilserpentin, ebener beim Antigoritserpentin, stets aber ausgezeichnet durch die splitterige Beschaffenheit, welche besonders beim Anhauchen frischer Bruchflächen in einer Unzahl feinster, nicht völlig losgelöster Splitter hervortritt. Dadurch läßt sich der Serpentin trotz der Verschiedenheit der Färbung in seinen einzelnen Varietäten und trotz der Mannigfaltigkeit seines Habitus fast stets von andern grünen Gesteinen unterscheiden.

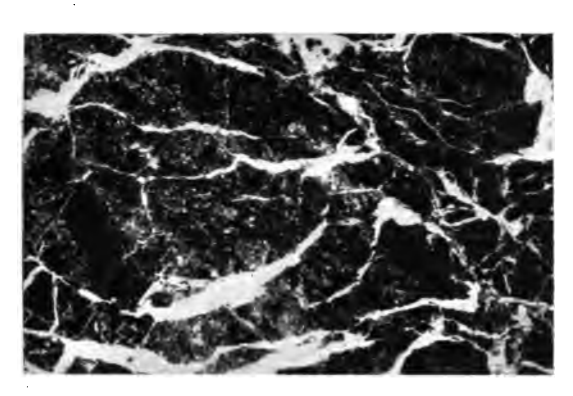


Fig. 88. Von Karbonaten durchaderter Serpentin. Maurin, Dep. Basses-Alpes, Frankreich. (1/3 nat. Gr.)

Das spezifische Gewicht nimmt mit dem Maße der Serpentinisierung bis ca 2,6 ab. Manche Serpentinvorkommnisse sind zu einem schaligen Aggregat krummlinsenförmiger Stücke mit glattpolierter Oberfläche, Flatschen (*Wurlitz* bei Hof), zermalmt, andere sind mehr oder minder deutlich schieferig, selbst in papierdünnen Lagen, Serpentinschiefer, wie man sie namentlich an einzelnen Punkten der Alpen *(Pfitschtal)* findet. Gegenüber von den massigen Vorkommnissen mit ungemein klotzigem Bruch gehören aber solche Bildungen zu den Ausnahmen.

Lokal sind Erzausscheidungen namentlich Chromeisen in größeren Putzen und Schlieren verbreitet (*Kraubath* in Steiermark), im allgemeinen durch Übergänge von Chromitperidotit mit dem erzarmen Gestein verbunden (Fig. 89). Überhaupt spielen auch hier wieder magmatische Spaltungsprozesse eine ausgedehnte Rolle, und zahlreiche Peridotit- und Serpentinvorkommnisse sind in mannigfacher Weise schlierig. Namentlich die meist grobkörnigen Gebilde der Pyroxenite heben sich dann in den verschiedensten Formen bald annähernd gangartig *(Großvenediger)* bald in Form langer,

rundlicher Stäbe (*Paterlestein*, Fichtelgebirge) bald als Putzen oder Schlieren (*Webster*, Nordkarolina) aus der Hauptmasse ab. Auch sind ähnliche, allerseits umschlossene Partien von Gabbro in weiter Verbreitung bekannt (Wurlitzit von *Wurlitz*), gewöhnlich saussuritisiert und durch das allmähliche Zurücktreten des Pyroxens übergehend in ziemlich helle, völlig dichte Aggre-

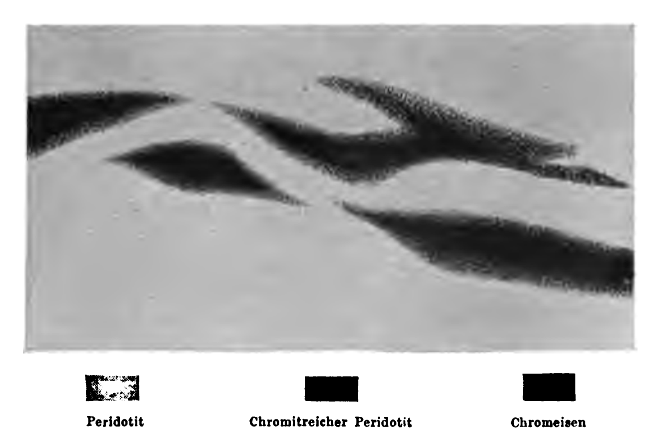


Fig. 89. Schlierenzüge von Chromeisen in Peridotit mit Übergangszonen.

gate von Saussuritfels, die unter dem Mikroskop aus Klinozoisit, Grossular, Vesuvian, Prehnit etc. bestehen und manchmal noch deutliche Pseudomorphosen nach Diallag wie nach Feldspat erkennen lassen. In dieselbe Gruppe gehören vermutlich auch die als Jadeit und Nephrit bezeichneten dichten Bildungen, welche gewöhnlich in ebensolcher Weise an Serpentin gebunden auftreten.

Die meist eiförmigen Putzen zeigen eine deutliche Zonarstruktur: der reine Saussurit im Zentrum wird in den äußeren Zonen durch Chloritaufnahme grünlich und geht allmählich in eigentliche Chloritfelse von schuppig-schieferiger Struktur über, welche allerseits in den normalen, massigen Serpentin verlaufen (*Paringu* in Rumänien). Ähnlich diesen aber können auch die nicht seltenen, kontaktmetamorphisch veränderten Nebengesteinsbruchstücke erscheinen. Besonders hervorzuheben unter den letzteren sind umgewandelte Mergel, häufig aus denselben Mineralien bestehend wie die dichten Saussurite, aber durch viel grobkörnigere Beschaffenheit und erhaltene Schichtung ausgezeichnet, indem Bänder von herrschendem Hessonit etc. mit solchen von Diopsid oder mit körnigem Kalk abwechseln, in welchem die Silikate in größeren Kristallen eingewachsen sind. Solche Einschlüsse sind häufig durchsetzt von zahlreichen Adern, auf welchen wieder dieselben Silikate in herrlichen Kristallen aufgewachsen sind, und die prächtigen Lagerstätten von Hessonit, Diopsid, Vesuvian etc. an der *Mussa-Alpe* in Piemont z. B. gehören solchen Einschlüssen in einem mächtigen Serpentinmassiv an. Auch diese Einschlüsse gehen randlich durch die Vermittlung von Chloritfels in den Serpentin über.

Endlich trifft man auch Gänge in weiter Ausdehnung im Serpentin selbst, welche von Kalktonerde- und Kalkmagnesiasilikaten zum Teil in pracht-

vollen flächenreichen Kristallen, zum Teil in nephritartig dichten Aggregaten erfüllt sind. Hierher gehören die meisten Vorkommnisse von Topazolith, die prächtigen, kirschroten Granaten von den *Achmatowschen* Gruben im Ural, der Melanit, Vesuvian, Diopsid, Chlorit nebst wasserklarem Zirkon von der *Burgumer Alpe* in Pfitsch. Von diesen Gängen aus trifft man gewöhnlich eine intensive Veränderung im Nebengestein, indem der Peridotit hier in ein chalzedonähnlich dichtes Aggregat derselben Silikate umgewandelt erscheint, welche auf dem Gang selbst auftreten. Auch hier findet man Pseudomorphosen von Granat etc. nach Pyroxen (*Hackbrettl* im Stubachtal, Salzburg). Im Gegensatz zum Saussurit aber sind diese eisenreicher und kräftig gefärbt. Sie gehen wiederum durch die Vermittlung der Chloritfelse in den Serpentin über.

Außerdem trifft man namentlich in den *Zentralalpen* in weitester Verbreitung Gänge mit schuppigen Aggregaten von fast reinem Chlorit erfüllt, welche in der Literatur gewöhnlich als die Typen der Chloritschiefer gelten, die aber schon ihrem gangförmigen Auftreten nach nicht als Schiefer bezeichnet werden können und meist auch recht unvollkommen schieferig sind. Besonders bekannt unter diesen sind die Vorkommnisse im *Zillertal* und an andern Orten, welche zahlreiche Magneteisenoktaeder von ziemlicher Größe enthalten, seltener Titaneisen und Titanit. Eigenartig ist in diesen Gängen das Vorkommen großer Turmaline, die stellenweise zu Chlorit pseudomorphosiert sind (*Furtschagl* im Schlegeisgrund, Zillertal). Dann finden sich Gänge mit grobschuppigem bis blätterigem Talk, lokal mit einem Gehalt an Spargelstein (*Greiner* im Zillertal), andere, die von feinfaserigen Aggregaten von Hornblendeasbest erfüllt sind, ferner blätterig-faserige Massen von Antigorit und namentlich die seidenglänzenden Bildungen von Chrysotilasbest. Auch in Form eigentlicher, oft recht umfangreicher Putzen treten schuppiger Chlorit und mehr oder minder dichter Talk, Topfstein oder Lavezstein im Serpentin auf (*Erbendorf*, Oberpfalz).

Es schließen sich an: die gangförmigen Bildungen von dichtem Magnesit (*Frankenstein* in Schlesien), solche von opal- oder chalzedonähnlichen Aggregaten, welche mit den als Pimelith, Garnierit etc. bezeichneten Nickelhydrosilikaten in inniger Verbindung stehen (*Neukaledonien*). Auch die Meerschaum-Vorkommnisse gehören wahrscheinlich in dieselbe Gruppe. Für die genetischen Beziehungen von besonderer Wichtigkeit sind Gangbildungen mit großen Olivinkristallen in den Olivinfelsen und Serpentinen des obersten *Stubachtals*, deren Bedeutung später zu erörtern ist.

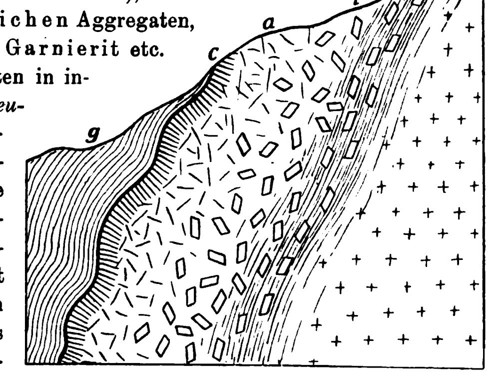


Fig. 90. Grenzzone des Serpentins gegen „Gneis“. Greiner, Zillertal.

g Gneis, c großschuppiger Chlorit, a Talk mit Strahlstein, t Talk mit Magnesit, cm Chloritfels mit Magnesit, s Serpentin.

Auch in den Kontaktzonen der Serpentine stellen sich mannigfache Modifikationen

ein: saussuritähnliche Aggregate, „Weißstein", bilden die Randzonen bei *Jordansmühl* in Schlesien, und der Serpentinstock am *Greiner* zeigt die Modifikationen der Grenzzone in besonders eigenartiger Weise (Fig. 90). An den stark mit Fuchsit durchsetzten „Gneis" (g) legt sich ein dünnes Blatt (c), aus großen, der Grenze parallelgelagerten Chlorittafeln 2—3 *cm* stark an, auf diesen senkrecht aufgeschossen ist parallelstengeliger, grüner Strahlstein, ca 15 *cm*, dann folgt die Zone (a), aus welcher Stücke wohl in allen mineralogischen Sammlungen vorhanden sind unter dem Namen Talkschiefer mit Strahlstein. Die großen Prismen des grünen Strahlsteins liegen hier regellos in einem ziemlich dichten, nichtschieferigen Topfstein, der nach ca 1 *m* allmählich den Strahlstein verliert und dafür größere Magnesitkristalle aufnimmt. Abermals nach ca 1 *m* wird er durch Chlorit grünlich und schieferig und geht in einen von Magnesitkristallen erfüllten, ziemlich schieferigen Chloritfels über, der allmählich in den normalen, massigen Serpentin verläuft. Ähnlich erscheinen die Randzonen großer wie kleiner Serpentinmassen in weitester Verbreitung, aber nur, wenn das Nebengestein ein schlieriger Granit, d. h. ein Gneis, ist. Es handelt sich somit wohl um eine kontaktmetamorphose Fazies des Peridotits durch den Granit. Inwieweit die Serpentinisierung selbst auf ähnliche Einwirkungen zurückgeführt werden kann, ist bis heute in keiner Weise wissenschaftlich verfolgt worden, doch sprechen mannigfache Beobachtungen dafür, daß wenigstens in einer großen Anzahl von Fällen die Serpentinisierung einer Kontaktmetamorphose zuzuschreiben ist.

Die Erscheinungsform normaler Serpentine ist ungemein charakteristisch: das massige, kaum verwitternde Gestein erhebt

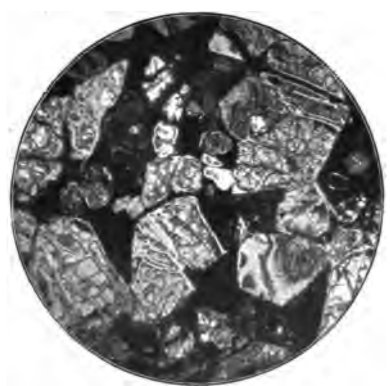


Fig. 91. Serpentinstock der Goslerwand. Großvenediger-Gebiet.

sich in rauhen, kahlen Wänden über die umgebenden Schiefer, welche es meist mit wilden Blockmeeren überschüttet hat (Fig. 91).

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Der wichtigste Bestandteil der Peridotite ist der Olivin, welcher nur in untergeordneten Spaltungsprodukten ganz fehlt. In frischem Zustand

ist er makroskopisch gelbgrün mit glasigem Bruch, mit fortschreitender Serpentinisierung wird er matt, schwärzlichgrün und makroskopisch schwer erkennbar. Im Dünnschliff ist das Mineral stets farblos; in Kristallen trifft man es nur in gewissen Pikriten oder da, wo es in größeren Pyroxenen poikilitisch als Einschluß auftritt, die öfter ganz von Olivin durchlöchert erscheinen (Bastit, *Baste* im Harz); sonst sind es unregelmäßige, fest miteinander verwachsene Körner, welche aber kaum je verzahnt sind, in sehr verschiedenem Maße spaltbar und mit Einschlüssen von Flüssigkeit und Chromspinellen. Die Kataklasstruktur erscheint im Olivin in derselben Vollkommenheit wie im Quarz. Wegen der für den Stubachit charakteristischen Verwachsung



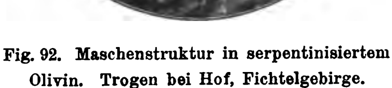


Fig. 92. Maschenstruktur in serpentinisiertem Olivin. Trogen bei Hof, Fichtelgebirge.



Fig. 93. Gitterstruktur.' Serpentin, Hackbrettl im Stubachtal.

mit primärem Antigorit vgl. „Gesteinsbildende Mineralien“ S. 187. Weitaus in den meisten Vorkommnissen ist das Mineral teilweise oder ganz in Serpentin umgewandelt, und das charakteristische Bild der beiden Ausbildungsformen der Maschenstruktur resp. Gitterstruktur geben die beiden Fig. 92 und 93. Bei ersterer sind häufige Reste von Olivin, in Form kleiner, innerhalb der Maschen liegender Körner, erhalten. Der zur Gitterstruktur führende Prozeß aber scheint energischer zu sein; entweder bleiben dabei nur winzigste, völlig zerkrümelte und auch im Dünnschliff kaum mehr erkennbare Reste von Olivin übrig oder aber derselbe ist vollständig verschwunden. Dann sieht man vom ursprünglichen Gesteinsbestand öfter noch einzelne größere Diallagblätter, oder es ist bei der Serpentinisierung Tremolit neugebildet

worden, so daß es oft den Eindruck erweckt, als wären diese echten Olivinserpentine aus Pyroxeniten oder Hornblendegesteinen hervorgegangen. Indes neigen selbst die rhombischen Pyroxene nur da zur Serpentinbildung, wo sie untergeordnete Nebengemengteile von Peridotiten sind, und die monoklinen werden entweder zu Chlorit oder bleiben, was häufiger ist, von den Prozessen völlig unberührt. Manchmal erscheint der Serpentin als mehr oder minder strahliges Aggregat oder er ist völlig strukturlos. Nicht gerade verbreitet ist die Umwandlung von Olivin in Aggregate von Hornblende (Pilit) oder in Magnesit, letzteres z. B. in dem pyroxenreichen Sagvandit vom See *Sagvand* bei Tromsö in Norwegen.

Fast überall trifft man in vereinzelten Individuen, lokal auch als herrschenden Bestandteil, Pyroxene, gewöhnlich in größeren, sehr vollkommen blätterigen Individuen, namentlich Diallag und Bronzit, in den Pikriten häufiger gemeinen Diabasaugit. Im Lherzolith ist er etwas chromhaltig, Chromdiopsid, und dann oft makroskopisch schön saftgrün, während er sonst bräunlich erscheint und besonders häufig lebhaften, kupferroten oder goldgelben, metallisierenden Schiller besitzt (Schillerspat).

Hornblende als primärer Bestandteil ist viel seltener und tritt in makroskopisch schwarzen, unter dem Mikroskop braun durchsichtigen, gedrungenen, sehr vollkommen spaltbaren Körnern auf, neben oder auch ganz an Stelle des Pyroxens. Sekundäre Hornblende, Uralit in grünlichen, zerfaserten Aggregaten, Strahlstein und Tremolit in prismatischen Individuen oder strahligen Bildungen sind viel verbreiteter und gleichfalls häufig schon makroskopisch sichtbar. Sehr selten endlich ist der Biotit als einigermaßen hervortretender Gemengteil. Quarz fehlt völlig, und auch Feldspate sind nur ganz ausnahmsweise, speziell in den zum Diabas hinüberführenden, im allgemeinen sehr plagioklasarmen Pikriten vorhanden.

Von akzessorischen Mineralien ist zunächst der Pyrop zu erwähnen, der auf diese Gruppe von Gesteinen überhaupt beschränkt ist, indes auch hier keine sehr große Verbreitung hat. Er bildet gerundete, häufig Erbsengröße erreichende, lebhaft dunkelrote Körner, arm an Einschlüssen und gewöhnlich umhüllt von den faserigen Aggregaten des Kelyphits (Fig. 94, S. 182), welche auch ganz an seine Stelle treten. Selten sieht man die fast niemals fehlenden Spinelle schon mit bloßem Auge als schwarze oder braune Kriställchen oder Körner, so in den als Ariègit bezeichneten Pyroxeniten des *Ariège*. Mikroskopisch erkennt man sie in der Mehrzahl dieser Gesteine: in den olivinreichen meist Chromspinelle, in den Pyroxeniten mehr grüne Eisenspinelle. Auch Magneteisen tritt an ihre Stelle, seltener ist Titaneisen. Von Sulfiden findet man namentlich nickelhaltigen Magnetkies, auf Klüften auch Schwefelkies. Hervorzuheben ist, daß der Apatit oft fehlt und der Zirkon als eigent-



Fig. 94. Pyrop mit Kelyphitrinde im Serpentin von Karlstetten, Niederösterreich. (Nach E. Cohen.)

licher Gesteinsgemengteil kaum vorkommt. Schließlich findet sich gediegenes, eisenhaltiges Nickel, Awaruit, in hierhergehörigen Gesteinen auf *Neuseeland*, im *Ural* das gediegene Platin vermutlich in pyroxenitischen Randzonen der Peridotitmassive, in *Südafrika* der Diamant in den zum Serpentin gehörigen Schlotbrekzien.

Als sekundäre Mineralien sind neben dem Serpentin selbst zu nennen: die schon erwähnten Tremolit und Strahlstein, ferner Blättchen und Haufwerke von Chlorit, speziell Pennin, öfters in deutlich erkennbaren Pseudomorphosen noch Diallag, Talk in sehr wechselnden Mengen und einzelne Kristalle oder Körnerhaufwerke von Magnesit. Auch Magneteisen und andere Eisenoxyde entstehen bei der Serpentinisierung häufig als Nebenprodukte und sind durch ihre eigentümliche Verteilung gewöhnlich die Ursache der charakteristischen Farbenzeichnung des Serpentins.

Die Struktur der frischen Gesteine ist in weitaus den meisten Fällen rein körnig. Andeutungen porphyrischer Strukturen trifft man namentlich in Pikriten. Häufig ist in pyroxenreicheren Formen die Durchwachsung der größeren Pyroxene mit kleinen Olivinkriställchen. Inwieweit in gewissen, mit Peridotiten im Zusammenhang stehenden Pikritporphyriten eine glasige Basis vorhanden war, entzieht sich bei dem weitgehend umgewandelten Zustand einer sichern Schätzung: daß solche aber in den olivinreichen und an lichten Mineralien ärmsten Basalten, die man auch als Pikritporphyrite bezeichnet hat, vorhanden ist oder war, kann nicht bezweifelt werden (*Anina* im Banat). Im übrigen ist weitaus in den meisten Vorkommnissen der Peridotite jeder Rest der ursprünglichen Struktur zerstört.

Chemische Verhältnisse. Da die meisten Peridotite den Prozeß der Serpentinisierung durchgemacht haben, ist das Bild ihrer chemischen Verhältnisse meist stark verwischt. Entsprechend dem Vorherrschen des Olivins in den frischen Gesteinen schwankt im normalen Peridotit der Kieselsäuregehalt um 40 % neben 45 % Magnesia und etwa 10 % Eisenoxydul. Alkalien spielen überhaupt nur in den seltenen Glimmerperidotiten eine gewisse Rolle, Tonerde ist in den an Hornblende und

gemeinem Augit reicheren lokalen Faziesbildungen, namentlich den Pikriten, bis zu 5—6 % vertreten; Kalk kann in solchen Gesteinen fast zur doppelten Höhe ansteigen, gleichzeitig sinkt die Magnesia, und es wächst der höheren Azidität der Bisilikate entsprechend der Kieselsäuregehalt bis über 50 %. Ein um ½ % schwankender Gehalt an Chromoxyd ist fast ständig vorhanden, ein ebenfalls nicht unbedeutender an Nickel weit verbreitet. Titansäure ist ziemlich selten, ebenso Phosphorsäure.

Ganz anders ist selbstverständlich die chemische Beschaffenheit der kontaktmetamorphen Forsteritgesteine *(Monzoni)*, in welchen nur 2—3 % Eisenoxydul vorhanden sind, und des in seiner geologischen Bedeutung ziemlich wenig erforschten, wohl zum Skarn gehörigen, dünnplattigen Eulysits von *Tunaberg* in Schweden, dessen Olivinmineral ein Fayalit ist.

Der Umwandlung von Olivinfels in Serpentin entspricht eine bedeutende Verschiebung des Verhältnisses der Kieselsäure zu den zweiwertigen Metallen, welches von 1 : 2 auf 2 : 3 hinaufgeht. In der Gesamtzusammensetzung des Gesteins äußert sich dies, abgesehen von der Aufnahme von etwa 13 % Wasser, in erster Linie in der Abnahme der zweiwertigen Metalle, an deren Stelle das Wasser tritt, während der prozentuale Kieselsäuregehalt fast unverändert bleibt. Das gegenseitige Verhältnis der beiden Hauptbestandteile im Serpentin entspricht einer Mischung von einem Teil Olivin auf einen Teil Bronzit; die Verschiebung im chemischen Gesamtcharakter ist also bei der Serpentinbildung, da sie fast stets von reinem Olivin ausgeht, ungemein bedeutend und gibt einen Hinweis darauf, daß solche Prozesse der Gesteinsmetamorphose überhaupt die chemischen Beziehungen sehr stark modifizieren können.

Mit der Aufnahme des Wassers geht eine starke Verminderung des spezifischen Gewichtes Hand in Hand, welche etwa 25 % ausmacht, dementsprechend müßte sich bei sonst gleichbleibenden Verhältnissen das Volumen vermehren, was auch öfters in der rissigen Beschaffenheit der serpentinisierte Olivinkörner umgebenden Mineralien deutlich hervortritt (Fig. 47, S. 89). Da aber der Prozeß der Serpentinbildung eine auch die übrigen Verhältnisse stark in Anspruch nehmende Reaktion darstellt, so ist über die tatsächliche Volumenveränderung schwer ein Urteil zu gewinnen, da die chemischen Prozesse, welche sich bei der Umbildung von Olivin in Serpentin vollziehen, sehr mannigfaltig und kompliziert sind. So einfach der Prozeß der Serpentinisierung von Olivingesteinen auf den ersten Blick erscheint, so ungemein bedeutende Verschiebungen haben dabei stattgefunden, und die Großartigkeit dieser Umsetzungen ist besonders in die Augen springend, wenn man die gewaltigen Serpentinmassen, z. B. im *Alatal* in Piemont oder der *Serrania de Ronda* in Spanien, betrachtet, welche Flächenräume von Hunderten von Quadratkilometern einnehmen.

Der Übergang von den feldspatführenden zu den feldspatfreien Gesteinen ist ein recht plötzlicher, indem zwischen dem normalen Typus von Gabbro und Diabas oder auch der melanokraten Natrongesteine und den völlig feldspatfreien Peridotiten und Pyroxeniten Übergänge nur

in recht untergeordnetem Maße vorkommen. Solche liegen z. B. in den bald mit Diabas *(Hessen)* bald mit Serpentin *(Fichtelgebirge)* innig vergesellschafteten Pikriten (griech. pikros, bitter, wegen des hohen Gehaltes an Bittererde) vor, Gesteine, welche man am besten als äußerst olivinreiche und feldspatarme Diabase charakterisieren kann, makroskopisch oft von echtem Grünsteinhabitus und dann wegen des vorausgesetzten höheren Alters auch als Paläopikrit bezeichnet. Unter dem Mikroskop sind sie charakterisiert durch die frühere Ausscheidung des Diabasaugits gegenüber dem oft nur in Spuren vorkommenden, meist stark umgewandelten basischen Plagioklas. Daß diese Gesteine auch zu porphyrischer Ausbildung neigen, wurde schon oben betont, die Pikritporphyrite schließen sich bald an die Pikrite an, bald sind es feldspatarme Basalte.

Weitaus die meisten Peridotite sind vollständig feldspatfrei und ebenso die zugehörigen Pyroxenite. Ein besonders verbreiteter Typus ist der reine Olivinfels selbst, der Dunit (*Dun Mountains,* Neuseeland), in welchen außer dem körnigen Aggregat von Olivin nur Chromspinell zu beobachten ist. Unter den Verhältnissen der Piëzokristallisation tritt an seine Stelle der Stubachit (*Totenköpfe* im Stubachtal, Salzburg), für welchen die primäre, gesetzmäßige Verwachsung von Olivin und Antigorit besonders charakteristisch wird. Das letztere Gestein, aus welchem sich weitaus der größte Teil der so außerordentlich zahlreichen zentralalpinen Serpentine entwickelt hat, ist in frischem Zustand schwärzlichgrün mit fettartig glänzendem Bruch und ganz besonders zäh und verbandfest, indessen nur selten wirklich frisch erhalten.

In dem als Wehrlit bezeichneten Gesteinstypus spielen neben Olivin namentlich Diallag und Pyrop eine Rolle; das ursprünglich mit diesem Namen bezeichnete Gestein von *Szarvaskö* in Ungarn enthält viel braune Hornblende und das in Peridotiten sonst seltene Titaneisen. Harzburgit oder Saxonit wurden die früher als Schillerfels bezeichneten Gesteine von der *Baste* bei Harzburg genannt, Gemenge von meist serpentinisiertem Olivin mit goldglänzendem Bronzit, der ganz von kleinen Olivinpseudomorphosen durchlöchert ist (Bastit). In diesen Gesteinen findet sich bei *Awarua* auf Neuseeland gediegenes Nickel, bei *Riddle* in Oregon Nickelhydrosilikatgänge. Rhombischen und monoklinen Pyroxen gleichzeitig, beide meist nicht in bedeutender Menge, enthalten die Lherzolithe (*Étang de Lherz,* Pyrenäen), welche manchmal mechanische Strukturen aufweisen und selbst zu sandsteinartigen oder auch schieferartigen Gesteinen zerdrückt sind. Braune Hornblende enthalten die Cortlandtite („Cortlandt-

series" basischer Eruptivgesteine am *Hudson,* auch Hudsonit, Amphibolperidotit, Hornblendepikrit genannt), in ziemlich großen Individuen, welche auch sekundär grün wird; daneben ist wohl stets etwas Diallag vorhanden, der uralitisiert sein kann. Unter allen Peridotiten sind die Cortlandtite die an Magnesia ärmsten (weniger als 20 % MgO) und neben den selteneren Glimmerperidotiten die an Eisenoxyden reichsten, deren Summe gleichfalls um 20 % variiert. Die Glimmerperidotite selbst sind ganz lokale Vorkommnisse, meist nur in Putzen (*Kaltes Tal* bei Harzburg im Norit) auftretend, in denen der Biotit größere Flecken bildet. Sie enthalten beträchtliche Mengen von Kali und Tonerde. Etwas biotitführend ist auch der sonst dem Harzburgit ähnlich zusammengesetzte Kimberlit *(Kimberley)* aus den südafrikanischen Diamantlagerstätten.

Die hauptsächlichen Glieder der Reihe der Pyroxenite, welche sich durch einen wesentlich höheren Gehalt an Kieselsäure auszeichnen, sind die meist ziemlich grobkörnigen Diallagite und Bronzitite, äußerlich nicht voneinander unterscheidbar, meist mit etwas akzessorischem Olivin, mit Eisenspinell (Ariègit) und oxydischen Eisenerzen, auch mit Hornblende etc. Sie sind öfter zu lebhaft grünem Smaragditfels metamorphosiert. Websterit (*Webster,* Nordkarolina) wurden die olivinfreien Äquivalente der Lherzolithe genannt, zum Porphyrischen neigende, meist mittelkörnige Aggregate von grünlichem Diopsid mit Bronzit oder Hypersthen. Schließlich gibt es auch hierhergehörige, oft noch etwas Feldspat enthaltende Hornblendegesteine, Hornblendite oder Amphibololite *(Pyrenäen)*; zu letzteren zählen die erzreichen Avezakite (*Avezac-Prat,* Dept. Hautes-Pyrénées).

Eine der auffälligsten Erscheinungen bildet die weitverbreitete Serpentinisierung der Peridotite, um so auffälliger, weil sie in einzelnen Gebieten *(Zentralalpen, deutsche Mittelgebirge)* in so ungemein großer Konstanz selbst in den gewaltigsten Massen einheitlich vorhanden ist, während sie z. B. in den *Pyrenäen* ganz untergeordneten Vorkommnissen völlig fehlt und auch die Olivinfelseinschlüsse und -bomben basaltischer Eruptionen fast niemals diese Umwandlung aufweisen. Wo Serpentinisierung an der Oberfläche vorhanden ist, trifft man sie in den Bergwerken gleichmäßig in jeder Tiefe, in andern Gebieten fehlt sie auch an der Oberfläche so gut wie ganz. Da man im allgemeinen die Serpentinbildung als eine Erscheinung der Verwitterung ansieht, kann auf dieses Verhältnis nicht genug hingewiesen werden, denn der Unterschied der klimatischen Faktoren, z. B. zwischen *Alpen* und *Pyrenäen,* ist kein derartiger, daß man damit das verschiedenartige Verhalten der Olivingesteine in beiden Gebieten zu erklären vermag. Man kann auch

nicht etwa höheres geologisches Alter und langandauernde Einwirkung der Atmosphärilien heranziehen; denn gerade in den serpentinreichen Gebieten der *Zentralalpen* liegen geologisch sehr junge Bildungen vor, die auch erst verhältnismäßig kurz der Verwitterung ausgesetzt sind.

Besonders beweiskräftig aber erscheinen einzelne Vorkommnisse des *Stubachtals*, wo frischer Olivin in feinen Adern als Neubildung die ganz serpentinisierten Gesteine durchsetzt, welcher doch wohl erst nach der Serpentinisierung des Hauptgesteins zugeführt wurde. Diese Adern aber sind sicher nicht erst an der Oberfläche gebildet, denn sie weisen z. B. ausgedehnte kataklastische Erscheinungen auf, und dadurch erscheint es erwiesen, daß auch die Serpentinbildung ein in der Tiefe sich abspielender postvulkanischer, speziell thermaler Prozeß ist.

Eine gewisse Erklärung für die Möglichkeit der Erhaltung dieser Gesteine in einzelnen Gebieten gibt die Vergleichung der frischen Peridotite mit den Olivinfelseinschlüssen der Basalte. Erstere sind kompakte, meist sehr verbandfeste Gesteine, letztere haben gewöhnlich ein recht loses Gefüge, und man könnte annehmen, daß die jetzt zu Serpentin gewordenen Gesteine ursprünglich den letzteren ähnlich waren. Auf die Möglichkeit einer Verbindung zwischen Serpentinisierung und Kontaktmetamorphose wurde schon hingewiesen, eine einigermaßen sichere Entscheiduug der Frage steht aber noch aus.

Bemerkenswert ist schließlich die kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins durch die Peridotite resp. Serpentine selbst, welche öfter deutlich zu verfolgen ist; so zeigen sich an den geologisch mit Ophiten in Beziehung stehenden Lherzolithen der *Pyrenäen* Bildungen von Knotenschiefern, körnigen Kalken etc., in welchen besonders Skapolith als ständiger Bestandteil auftritt. Die Serpentine der *Zentralalpen* wie jene *Liguriens* oder auf *Elba* sind öfters von einer allerdings nicht sehr mächtigen Zone von Epidot-, Granat-, Diopsidgesteinen etc. umgeben, welche den Charakter echter Kontaktbildungen an sich tragen, und analoge Vorkommnisse, welche als Einschlüsse in diesen Massen auftreten, wurden schon S. 177 besprochen.

Geologisches Vorkommen und Alter. Die Peridotite und Pyroxenite trifft man öfter in Verbindung mit Gesteinen der Diabas- und Gabbroreihe, teils in Form weniger bedeutender, eigentlicher Spaltungsgesteine *(Baltimore)* teils in mächtigen Massen *(Ligurien)*, welche aber, wie schon bemerkt wurde, nur selten eine deutliche Reihe von Übergängen in jene Gesteine erkennen lassen. Mit den Diabasen *Hessens* sind Pikrite in größerer Anzahl, meist als innere Partien ausgedehnter Ströme und dann durch Übergänge verbunden.

Häufiger aber treten die Peridotite als durchaus selbständige Bildungen auf, die bald ungemein gewaltige Dimensionen besitzen *(Alatal)*, bald in verhältnismäßig kleinen, öfters aber recht zahlreichen Partien in einem Gebiet vorhanden sind,

und in welchen wieder die Pyroxenite als untergeordnete Schlieren oder Gänge in Verbindung stehen (*östliche Zentralalpen, Webster* in Nordkarolina).

Weitaus die meisten der hierhergehörigen Gesteine trifft man im Bereich der sog. kristallinischen Schiefer, und es galt früher speziell der Serpentin als ein charakteristisches Glied dieser Formation, zumal derselbe bemerkenswert selten eigentlich durchgreifende Lagerung zeigt, sondern am häufigsten in Form stark aufgebauchter Linsen auftritt, welche zu eigentlichen Stöcken anschwellen, aber meist den Schiefern konkordant eingelagert sind und diese nur selten durchbrechen.

Bezeichnend für die Zugehörigkeit zu den Eruptivgesteinen ist, abgesehen von ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer schlierigen Beschaffenheit, die Verbindung mit den nicht anzuzweifelnden Eruptivgesteinen der Gabbro- und Diabasreihe, mit denen sie auch die geologische Lagerungsform teilen, ferner die nicht unbedeutende Entwicklung kontaktmetamorphischer Höfe und das wenn auch seltene Auftreten von Gängen innerhalb der Schiefergesteine (*Lizard*, Cornwall). Auch die ungemein zahlreichen, gangförmigen Mineralneubildungen innerhalb der Peridotite und Serpentine, welche in ihrer Mannigfaltigkeit nur durch vulkanische Agentien erklärt werden können, dürfen als Beweis in dieser Richtung aufgeführt werden.

Wo Peridotit oder Serpentin innerhalb der sog. kristallinischen Schiefer auftreten, beobachtet man die sehr bezeichnende Erscheinung, daß sie besonders gern an der Grenze zweier physikalisch verschiedener Gesteine sich einstellen, sonst aber kein bestimmtes Niveau einhalten. Die Einlagerungen, welche oft ebenso lang als dick sind, treten vereinzelt in den verschiedensten Horizonten auf, eine Erscheinung, die namentlich in den *Zentralalpen* durchgehends konstatiert werden kann. Man trifft so bald in Menge bald vereinzelt Vorkommnisse von Serpentin in jedem Teil der sog. kristallinischen Schieferformation. Dabei sind direkt zu verfolgende Kontakterscheinungen nur dann an ihren Nebengesteinen eingetreten, wenn diese an sich leicht umwandelbar sind, wie die Kalkglimmerschiefer etc. Sowohl die Art des Auftretens als auch diese Erscheinung weist auf einen verhältnismäßig geringen Gehalt an Mineralbildnern in dem Magma hin, welches auch meist keine bedeutenden Schichtenstörungen hervorgebracht hat und, soweit unsere Erfahrungen reichen, nirgends selbständige, oberflächliche Ergüsse bildet.

Ganz im Gegensatz dazu stehen die Serpentinbrekzien, in erster Linie der blue ground von Südafrika, welche eigentliche Explosionstuffe sind, gemengt aus feinstem, serpentinischem Bindemittel mit eingeschlossenen, oft gewaltigen Fragmenten von Serpentin und den durchbrochenen Neben-

gesteinen. Solche Bildungen, welche auf gewaltige Explosionen hinweisen, lassen doch ein höheres Maß mineralbildender Agentien voraussetzen. Anderenteils gibt es nicht allzu selten Brekzien, in denen sich gleichfalls Serpentin oder Peridotit mit den umgewandelten Bruchstücken des Nebengesteins innig vermengt, die aber gewöhnlich an der Grenze beider Gesteinsarten auftreten, so z. B. an den Peridotiten in den *Pyrenäen* oder den Serpentinen einiger *griechischen Inseln.* Vermutlich handelt es sich dabei um Reibungsbrekzien, denn gegen Tuffe spricht nicht nur der echt intrusive Charakter des Massengesteins, sondern auch die Lagerungsform der Brekzien selbst.

Weitaus die meisten Serpentine sind aus ursprünglichen intrusiven Olivinfelsen hervorgegangen, welche keinen oder nur sehr wenig Pyroxen enthielten, der bei der Umwandlung häufig erhalten blieb. Sie sind wohl niemals Ergebnisse einer Zersetzung von Pyroxen- oder Hornblendegesteinen, und ebensowenig ist der fertige Serpentin direkt aus flüssigen Massen, etwa vom Charakter der Produkte von Schlammvulkanen oder als Absatz von Thermen etc., hervorgegangen: dagegen spricht das allgemeine Vorhandensein deutlich charakterisierter Pseudomorphosen nach Olivin. Ganz untergeordnete Vorkommnisse aber, namentlich von eisenarmem, gelbem, sog. edlem Serpentin, sind Umwandlungsprodukte von Kontaktgesteinen, die ursprünglich reich an Forsterit waren, sie sind im allgemeinen an körnige Kalke gebunden *(Monzoni)* und häufig von Ophikalzit begleitet.

Was das geologische Alter betrifft, so finden sich, wie schon bemerkt wurde, die meisten und gewaltigsten Serpentinmassen innerhalb der sog. kristallinischen Schiefer, wo also weder ihr eigenes Alter noch jenes der Nebengesteine einigermaßen festzustellen ist; hierher gehören die vermutlich ziemlich jungen Serpentine der *Zentralalpen,* die zweifellos sehr viel älteren des *Fichtelgebirges* und der *Vogesen,* die in zahlreichen kleinen Putzen auftretenden, oft pyropreichen Vorkommnisse des *sächsischen Granulitgebirges* oder die gewaltigste Serpentinmasse, welche überhaupt bekannt ist, jene der *Serrania de Ronda* in Spanien, ein gewaltiger Stock, der über 800 *km*² Oberfläche hat.

Anderenteils liegen die Serpentine von *Syracuse* in New York in obersilurischen Dolomiten, die zum Teil kontaktmetamorph verändert sind und in Einschlüssen sich im Serpentin finden. Die berühmten Serpentine des *Lizard* sind Intrusivgesteine von devonischem Alter. Die kontaktmetamorphen Nebengesteine der *Lherzolithe* der Pyrenäen sind zum Teil nachweisbare Jurakalke,

die marmorisiert wurden. Ähnlich erscheinen Kreidekalke auf *Euböa,* welche von Serpentingängen durchsetzt werden, und in der *Fruška gora* in Ostslavonien sind Serpentinlager in den Gosauschichten vorhanden. Schließlich erscheinen die Serpentine *Liguriens* und *Elbas* im Tertiär und haben eozäne und zum Teil auch noch miozäne Kalke durchbrochen und kontaktmetamorph verändert.

Anhang:

Vulkanische Tuffe.

Die vulkanischen Eruptionen liefern außer den in Form glutflüssiger Lavaströme an die Oberfläche gelangenden Gesteinen mannigfache, in unverändertem Zustand meist recht lockere



Fig. 95. Frische Tuffablagerung in der Rivière blanche auf Martinique. (Nach E. O. Hovey.)

Massen, die vulkanischen Tuffe, welche Zusammenhäufungen des durch die entweichenden Gase zerstäubten und ausgeworfenen Magmas sind und die gewöhnlich recht vielgemischte Beschaffenheit haben (Fig. 95). Man unterscheidet unter den vulkanischen Auswürflingen:

1. Vulkanische Asche, staubförmige Partikel der Lava, meistens aus winzigsten Glas-, Bimsstein- oder Schlackenfetzchen bestehend, welche besonders oft durch scharfeckige Umrisse sich als Splitter erst in festem Zustand zersprungener Glasteile zu

erkennen geben; daneben sind auch winzige, kristallisierte Individuen der Mineralien des betreffenden Eruptivgesteins vorhanden.

2. Vulkanische Sande, etwas gröbere Partikel, etwa bis Erbsengröße, aus kleinen Bröckchen von Schlacken und Bimsstein sowie aus recht oft gut kristallisierten Mineralindividuen bestehend.

3. Lapilli, etwa nußgroße Lava- und Schlackenfetzen, meist ganz unregelmäßig geformt, manchmal auch in vollständig runden, kompakten, halbkristallinischen Kügelchen, welche den sog. Chondren der Meteoriten ähnlich sind.

4. Bomben, Teile von bedeutender Größe, bald aus Fladen von Lava hervorgegangen, welche, als Umhüllung großer Glasblasen emporgetrieben, in noch plastischem Zustand in der Luft zusammenklappten und bei ihrem weiteren Fluge mannigfach gedrehte Formen annahmen (Fig. 96), bald schlackige oder bimssteinähnliche Stücke, deren erhärtende Hülle durch das Entweichen der Gase aus dem Innern mannigfach geborsten ist und der Rinde eines schlecht gebackenen Brotes ähnlich sieht, Brotkrustenbomben (Fig. 97). Die Größe dieser Auswürflinge ist oft sehr bedeutend, manchmal bis zu vielen Kubikmetern, und dann besteht ihr Kern öfters aus kompakter Lava.



Fig. 96. Gedrehte Bombe. Kanarische Inseln. (Nach F. Berwerth.)



Fig. 97. Brotkrustenbombe. Insel Lipari.

Dazu kommen alle möglichen, dem Magma zum Teil ganz fremden Auswürflinge, indem die in der aufkochenden Lava vorhandenen festen Teile in besonderem Maße emporgeschleudert werden. Hierher gehören in erster Linie die als Urausscheidungen der Tiefe betrachteten Olivinbomben und Sanidinitbomben, welche man in den losen Ablagerungen der Basalte und Natrontrachyte oft in viel größerer Menge findet als im festen Gestein. Ferner alle möglichen kristallinischen Mineralaggregate, vorherrschend aus den typischen Mineralien der Kontaktgesteine bestehend, aber sehr häufig von zahlreichen Kristalldrusen durchsetzt und in ihrer ganzen Masse durchtränkt von den Bestandteilen der Lava selbst, wie dies z. B. bei den Sommablöcken der Fall ist. Das sind wohl Nebengesteinsbruchstücke, die schon in der intratellurischen Periode von dem Magma losgerissen worden sind. Andere Bruchstücke, gleichfalls fremder Gesteine, lassen nur eine Frittung erkennen: die leichter schmelzbaren Bestandteile der Ton-

schiefer, Sandsteine, Granite etc. sind zu Glas geschmolzen, während der ursprüngliche Charakter der Gesteine noch erhalten ist, oder aber es ist überhaupt keine Veränderung zu erkennen. Das sind Bruchstücke, welche erst in den letzten Stadien der Eruption in das Magma gelangt sind.

Unter den Kristallen, welche ausgeschleudert werden, befinden sich in erster Linie die Ausscheidungsprodukte der frühesten Stadien der Verfestigung, also gewöhnlich diejenigen Bestandteile, welche in Einsprenglingen in der Lava selbst auftreten: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Pyroxene, Leuzit, Olivin und Magneteisen, daneben trifft man aber auch, manchmal in großer Menge und recht bedeutender Größe, Mineralien, welche in dem zugehörigen Eruptivgestein nur noch in Spuren oder gar nicht mehr zu erkennen sind, so namentlich Biotit oder Hornblende, die aber zur Zeit der Eruption vorhanden waren und später im Schmelzfluß selbst wieder aufgelöst, d. h. magmatisch resorbiert wurden.

Aus all diesen Bestandteilen, zu denen noch zufällig von außen hineingeratene Gegenstände, so namentlich Reste von Organismen, treten, setzen sich die vulkanischen Tuffe zusammen, in



Fig. 98. Ungeschichteter Tuff bei Metzingen, Schwäbische Alb. (Phot. Dr Plieninger.)

welchen feine und grobe Bestandteile bunt durcheinandergemischt sein können, und die dann ganz besonders unregelmäßige Beschaffenheit und ungleichmäßigen Bruch haben (Fig. 98), die aber auch durch wenig vollkommene Schichtung die wechselnden Phasen der vulkanischen Intensität andeuten können.

Die herrschenden Bestandteile aller Tuffe sind die Aschen, unter dem Mikroskop besonders ausgezeichnet durch die scharfkantigen, muscheligen Glassplitterchen (Fig. 99, S. 192), welche

allerdings bei der geringen Widerstandsfähigkeit der Gesteinsgläser meist nur in den frischesten Vorkommnissen erhalten, manchmal aber auch bei weitergehender Umwandlung in ihrer Form noch deutlich sind (Fig. 100). Manche Tuffe bestehen fast ganz aus diesen feinsten Teilchen, Aschentuffe (franz. cinérites), welche sich oft auf weite Entfernungen von dem vulkanischen Herd entfernen, wie sich z. B. die Aschen bei der Eruption des *Krakatau* im Jahre 1883 über einen Flächenraum von 800 000 km^2 verbreiteten. Sie beteiligten sich daher auch allenthalben an dem sog. Tiefseeschlamm. Das feine Material, welches oft in ungemein bedeutenden Massen niederfällt, bildet die gefürchteten Aschenregen (*Vesuveruption* 1906) und wird



Fig. 99. Aschenstruktur in Porphyrittuff. Túr-Toroczkoer Bergzug, Ungarn.



Fig. 100. Aschenstruktur verändert in Keratophyrtuff. Langenei, Westfalen.

auch durch die bei der Eruption sich entwickelnden Wassermassen oft in gewaltigen, an Salzsäure, Schwefelsäure etc. reichen Schlammströmen zu Tal gefördert, wo sie mehr oder weniger deutlich geschichtete Ablagerungen bilden, in deren gleichmäßig feinem Material die Struktur umhüllter organischer Reste in besonders ausgezeichneter Weise erhalten bleibt *(Auvergne)*.

Wo größere Aschenmassen in das Meer oder in Binnengewässer gelangen, sei es daß sie Ergebnisse submariner Eruptionen sind oder daß sie aus der Atmosphäre in das Wasser fallen oder endlich durch Schlammströme hineingeführt werden, beteiligen sie sich an der Bildung der Sedimente, mit denen sie sich in mannigfachen Verhältnissen mischen. Solche im Wasser aufbereitete Tuffe sind besonders weitgehend verändert, so daß man oft kaum mehr Reste ihrer ursprünglichen Struktur beobachtet, wie z. B. in gewissen Palagonittuffen *Islands*, welche frisch vorherrschend aus kleinen, pech-

glänzenden, eckigen Basaltglasfetzchen bestehen, die meistens randlich oder ganz in eine erdig aussehende, dichte, wasserreiche Substanz, die man als Palagonit bezeichnet, umgewandelt sind. Wo einzelne Wassertropfen in trockene, vulkanische Asche fallen, agglomerieren sich die feinen Staubteilchen zu recht haltbaren, völlig strukturlosen Kügelchen etwa von Erbsengröße, und solche Pisolithtuffe findet man in den Aschenablagerungen der verschiedensten Zeitalter.

Während die Aschentuffe jüngerer Formationen sich gewöhnlich durch lockere Beschaffenheit auszeichnen, haben jene der älteren oft ziemlich bedeutende Verbandfestigkeit gewonnen, so z. B. die als Tonsteine bezeichneten Aschentuffe gewisser Quarzporphyre (*Waldenburg* in Schlesien). Andere Tuffe sind besonders reich an ausgeschleuderten Kristallen, öfter von nicht unbedeutender Größe, Kristalltuffe, sie werden leicht mit einsprenglingsreichen Eruptivgesteinen verwechselt, z. B. die Leuzittuffe der *Eifel*. Wieder andere, namentlich trachytische Tuffe, die man auch als Backofenstein bezeichnet, bestehen vorherrschend aus kleineren oder größeren Bimssteinstückchen, Bimssteintuffe. Zu diesen gehört die Tosca *(Teneriffa)*, der Puzzolan oder Pausilipptuff (Umgebung von *Neapel*), der Traß oder Duckstein (*Brohltal* bei Andernach a. Rh.), welche in großem Maßstabe zur Gewinnung hydraulischer Mörtel verarbeitet werden. Es sind lichte, graue oder gelbliche, erdige Massen mit untergeordnetem Gehalt an Kristallen und an gröberem Auswurfmaterial, durch welch letzteres ihr klastischer Charakter makroskopisch deutlich wird. Nicht hierher gehört der manchen Bimssteintuffen ähnliche Piperno (*Pianura* bei Neapel), der vielmehr eine trachytische Lava darstellt. Lapilli- und Schlackentuffe bestehen vorherrschend aus noch gröberem Material; sie werden auch als Agglomerat- oder Brockentuffe bezeichnet und finden sich namentlich bei basischen Gesteinen. Besonders verbreitet aber sind jene Tuffe, in welchen die verschiedenen Arten von Auswürflingen gleichzeitig vorhanden sind, deren Grundmasse meist der herrschende Aschenbestandteil von lichter oder dunkelgrauer, auch gelber oder brauner Färbung bildet. Hierher gehören z. B. die Phonolithtuffe im *Hegau*, die an kleinen Leuzit- und andern Kriställchen wie an Gesteinsbruchstücken reichen Peperine des *Albanergebirges*, die meisten Basalttuffe etc.

Tuffbildungen trifft man hauptsächlich dort, wo das vulkanische Material in die Atmosphäre hinausgeschleudert wurde; submarine Vulkane geben weniger zur Bildung von Tuffen Anlaß. Ganz ausgeschlossen sind Tuffe bei Tiefengesteinen. Alle möglichen Typen der Ergußgesteine haben ihre Tuffe, und man unterscheidet demgemäß: Quarzporphyrtuff, Phonolith-, Tephrit- und Basalttuff, Liparit-, Trachyt-, Andesit-, Porphyrit-, Melaphyr-, Trapp- und Diabastuff; aber der Grad der Entwicklung derselben ist nicht bei allen Gesteinen gleich. An Kieselsäure und Alkalien reiche Gesteine liefern im allgemeinen sehr ausgedehnte Tuffablagerungen, doch sind auch jene der basischen Gesteine oft recht bedeutend, wie z. B. die Melaphyrtuffe *Südtirols* oder die Diabastuffe *Mitteldeutschlands*. Bemerkenswert gering ist die Entwicklung der Tuffe an einzelnen Basaltkuppen (*Hoher Parkstein*, Oberpfalz), wo sie auch ganz fehlen können.

Im Gegensatz zu diesen letzteren Vorkommnissen stehen die eigentlichen Explosionstuffe, welche als die Ergebnisse vulkanischer Explosionen nach

Art jener von *Martinique* aufgefaßt werden, und die im allgemeinen in vertikalen Trichtern oder Schloten (engl. neck) von rundem oder ovalem Grundschnitt die oft gar nicht dislozierten Schichten durchsetzen (Allgem. Gesteinskunde Fig. 4, S. 26). Hier ist es nur zu einer Zertrümmerung und Zerstäubung von vulkanischem Material gekommen, Lavaströme fehlen vollkommen, und das kompakte Gestein selbst durchsetzt höchstens in untergeordneten Nachschüben in Form von Gängen den Tuff *(Schwäbische Alb)*. Solche Vorkommnisse sind gänzlich ungeschichtet und besonders vielgemischt, große und kleine Lavafetzen mengen sich oft mit massenhaften, eckigen Bruchstücken des bei der Explosion zertrümmerten Nebengesteins und bringen so ein echt brekziöses

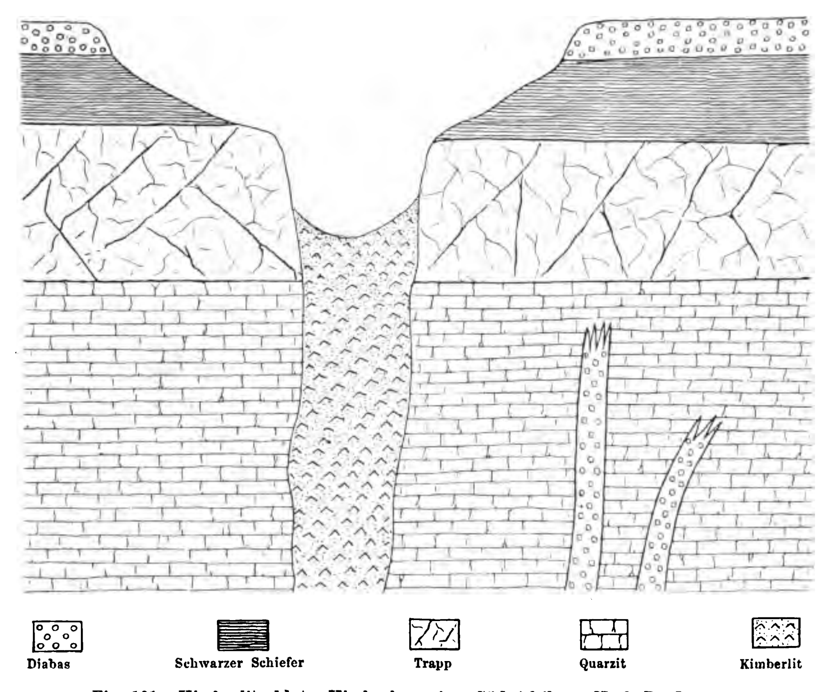


Fig. 101. Kimberlitschlot. Kimberley mine, Süd-Afrika. (Nach De Launay.)

Aussehen dieser Schlotbrekzien hervor. Man findet sie bei sauern und namentlich bei sehr basischen Gesteinen, z. B. den Melilithbasalten der *Schwäbischen Alb*, und in dieselbe Gruppe gehört der blue ground oder Kimberlit der *südafrikanischen* Diamantlagerstätten, welcher ein Serpentintuff von dem normalen, vielgemischten Charakter der Explosionstuffe ist. Den Vertikalschnitt eines solchen von Kimberlit erfüllten Schlotes gibt Fig. 101; oberflächlich erscheinen dieselben bald als rundliche Erhöhungen, Kopje, häufiger aber als Einsenkungen, welche von Wasser erfüllt sind, Maare (Fig. 102), deren Umrisse jenen des Explosionskanals selbst entsprechen. Besonders eigenartig ist das Auftreten gewisser Basalttuffe (pépérites) in der Auvergne *(Plateau de Gergovie)*, wo die Tuffe mit Mergeln und Kalken wechsellagern und in diese übergehen, während gleichzeitig Gänge von Basalt und „pépérite“

durch diese Schichten hindurchsetzen. Es handelt sich hier wohl um der Sedimentbildung gleichzeitige Tufferuptionen, welche in flachen Binnenwässern teilweise zum Aufbau der Schichten dienten.

Normal gelagerte Tuffe auf primärer Lagerstätte bauen in meist wenig steil geneigter Lagerung und mehr oder minder deutlicher Schichtung, mit Lavaströmen abwechselnd und oft von Gängen derselben durchsetzt, die Stratovulkane auf. Derartige Verhältnisse kennt man aus allen geologischen Formationen, doch sind jene der jüngeren Perioden meist vollkommener erhalten als diejenigen der älteren. Ausgedehnte Ablagerungen bestehen aus abwechselnden Schichten von Eruptivdecken, Tuffen und Sedimenten, dann sind die Tuffe sekundär durch Wasser aufbereitet, oft vollkommen geschichtet und in mannigfachen Quantitäten mit eingeschwemmtem, sedimentärem Material vermischt, Tuffsedimente, Tuffite, und nicht selten reich an Fossilien



Fig. 102. Weinfelder Maar, Eifel. (Phot. Stengel & Cie, Dresden.)

mannigfacher Art. So enthalten die als Mühlsteinporphyr bezeichneten verkieselten Tuffe von *Sárospatak* in Ungarn ebenso wie der Pausilipp von *Neapel* reichlich marine Fossilien, und die Porphyrtuffe *Südtirols* gehen in den Grödner Sandstein, jene *Mitteldeutschlands* in das Rotliegende über. In den Tuffen auf primärer Lagerstätte dagegen finden sich hauptsächlich Schnecken und Landpflanzen, letztere zum Teil in verkohltem Zustand (fossile Holzkohle von *Steinheim* bei Hanau).

Die lockern Auswurfsmassen, welche dem vulkanischen Herd so nahe liegen, sind natürlich den thermalen Prozessen besonders ausgesetzt gewesen; unter den Tuffen der Quarzporphyre und Liparite sind daher verkieselte, mit Quarz, Chalzedon und Opal imprägnierte Vorkommnisse weit verbreitet und stellenweise so verhärtet, daß sie als Mühlsteine verarbeitet oder als Achat verschliffen werden. Auch die organischen Reste, besonders das Holz, sind dann meist völlig verkieselt, lokal auch in Flußspat umgewandelt,

aber recht vollständig erhalten. Ähnlich verändert erscheinen alle möglichen Mineralien, welche sich in den Tuffen zum Teil unter Einwirkung von Meerwasser gebildet haben, wie Gips und Thenardit (Pseudomorphosen im Tuff am *Rosenegg*, Hegau). Ebenso sind Kaolinisierung, Bildung von Alaunstein, von Gips und Schwefel, von Zeolithen und Karbonaten und allen möglichen andern Thermen- und Fumarolenprodukten in den Tuffen sehr verbreitet, deren Charakter oft weitgehend modifizierend. Es entstehen so oft recht kompakte, oft auch kavernöse, mannigfach geaderte Gebilde aus den lockern Tuffmassen. Die größere Verbandfestigkeit älterer, z. B. der Quarzporphyrtuffe, gegenüber von jüngeren, z. B. Trachyttuffen, scheint dagegen im allgemeinen nur auf einer innigeren Berührung der einzelnen Bestandteile zu beruhen.

Die chemische Zusammensetzung normaler Tuffe ist jene der entsprechenden Eruptivgesteine; wo aber die vulkanischen Auswürflinge sich mit echt sedimentärem Material vermischen, tritt natürlich auch eine Mischung der chemischen Typen ein, zwischen denen Übergänge entstehen, welche namentlich dort große Aufmerksamkeit beanspruchen, wo ihre Struktur durch spätere Prozesse völlig verwischt worden ist. Denn auch durch die sonstigen metamorphosierenden Agentien, namentlich jene der Kontaktmetamorphose, werden die Tuffe wegen ihrer wenig kompakten Beschaffenheit besonders weitgehend umgewandelt, und es bleibt häufig kein Rest der ursprünglichen Struktur zurück, so daß namentlich bei den gemischten Tuffiten nur eine ungemein sorgfältige geologische Untersuchung einige Klarheit in das Ursprungsmaterial zu bringen vermag. Dies kommt namentlich bei den mit sedimentärem Material vermengten Diabastuffen oder Schalsteinen in Betracht, welche zwar oft den Tuffcharakter in einzelnen eingeschlossenen Bomben noch deutlich verraten, andernteils aber ebenso wie die Diabase der Grünsteinbildung erliegen und dann zu sehr schwer deutbaren, schieferigen und geschichteten Bildungen von grüner Farbe werden können. Man hat solche umgewandelte Tuffe auch als Tuffoide bezeichnet. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei einzelnen Vorkommnissen von Porphyroid, unter welchem Namen neben eigentlichen, mehr oder minder veränderten Quarzporphyren und Keratophyren auch deren analog modifizierte Tuffe, die Klasto- oder Tuffporphyroide, zusammengefaßt werden, welche von dem veränderten massigen Gestein oft nicht zu unterscheiden sind.

B. Die Sedimentgesteine.

Die Art der Bildung der Sedimente wurde im erten Teil (Allgemeine Gesteinskunde Kap. V u. VI) eingehend geschildert, und aus der dort gegebenen Übersicht folgt auch der hauptsächlich charakteristische Unterschied in dem chemischen Typus der Eruptivgesteine und der Sedimente. Während im schmelzflüssigen Magma bestimmte chemische Gesetze die Verhältnisse der einzelnen Bestandteile zueinander bedingen, während dort, wenn auch in weiterem Rahmen, eine bestimmte Konstitution des gesamten Gesteins nicht zu verkennen ist, sind die Bestandteile der Sedimente im allgemeinen ohne solche gesetzmäßige Beziehungen zusammengewürfelt, und es schwankt ihr Bestand daher auch in viel größerem Maße.

Die Bestandteile der Sedimentgesteine leiten sich aus den Eruptivgesteinen ab; man darf daher von vornherein nur jene Elemente bei jenen erwarten, welche auch in diesen vorhanden sind. Wenn trotzdem zwischen den beiden Gesteinstypen grundlegende Unterschiede festgestellt sind, so beruhen diese ausschließlich in dem Mengenverhältnisse der einzelnen Teile, weil durch die sedimentbildenden Prozesse früher Vereintes getrennt und Getrenntes vereinigt wird. Ganz abgesehen von den oft recht einfach zusammengesetzten Sedimenten, welche der Verwitterungslösung ihre Entstehung verdanken, wie die Kalksteine, das Steinsalz und der Gips, finden sich auch in den in erster Linie aus dem Verwitterungsrückstand gebildeten die einzelnen Bestandteile in durchaus andern Mengenverhältnissen als in dem urprünglichen Gestein.

Wenn in den Eruptivgesteinen die Zunahme der Kieselsäure in gewissem Maße von jener an Tonerde und Alkalien begleitet wird, während Kalk und Magnesia in den Hintergrund treten, trifft man in den bezüglich des Kieselsäuregehaltes mit den sauersten Eruptivgesteinen manchmal ganz übereinstimmenden Sandsteinen derartige Gesetzmäßigkeiten nicht: das Verhältnis von Tonerde

und Alkalien zu Kalk und Magnesia ist ein beliebiges und im allgemeinen ein anderes, als es in Eruptivgesteinen vorkommt.

Betrachtet man normale Tonschiefer, welche in ihrem Kieselsäuregehalt oft basischen Eruptivgesteinen gleich sind, so fehlt meist das für letztere so typische Ansteigen von Kalk und Magnesia mit der Abnahme der Kieselsäure. In den Tonschiefern trifft man neben dem in basischen Gesteinen mit einem Gehalt an Kieselsäure um 50 % so außerordentlich seltenen Überwiegen von Kali über Natron die zweiwertigen Metalle meist in recht untergeordneter Menge. Alles in allem betrachtet, erscheinen in den Sedimenten die Bestandteile der Eruptivgesteine in sehr viel wechselnderen Proportionen, am wenigsten aber in solchen, welche



Fig. 103. Geschichteter Litorinellenkalk bei Wiesbaden. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

für die Eruptivgesteine charakteristisch sind, so daß es wohl berechtigt erscheint, von einem durchgreifenden Unterschied im chemischen Typus der beiden Gesteinsgruppen zu reden. Wenn diese Gesetzmäßigkeit von untergeordneten Ausnahmen unterbrochen wird, so bestätigen diese eben die aufgestellte Regel.

Die normalen Mengenverhältnisse der hauptsächlichsten Bestandteile der Eruptivgesteine sind bei Sedimenten anomale Erscheinungen und umgekehrt. Ganz besonders gilt dies für bestimmte Typen unter den Eruptivgesteinen, so namentlich für die an Natron resp. an Alkalien überhaupt reichen Gesteine wie die Nephelinsyenite, Granite etc., da bei der Verwitterung namentlich das Natron in Lösung geht und daher in einer ganz andern Gruppe von Sedi-

menten wieder zum Vorschein kommt, als z. B. Kieselsäure und Tonerde. Dasselbe zeigen die Peridotite; auch das sind Typen, welche unter den Sedimentgesteinen ganz unmöglich sind. Weniger scharf ist die Grenze bei den intermediären Gesteinen, und es sind recht wohl Sedimente, z. B. aus der Reihe kalkiger oder dolomitischer Tonschiefer, denkbar, welche mit Porphyriten und Diabasen größere Analogie aufweisen als selbst die verschiedenen Typen dieser Eruptivgesteine untereinander.



Fig. 104. Moräne. Aufschluß am Schänzli bei Bern. (Phot. Dr Hugi, Bern.)

Wenn dann vollends das vulkanische Auswurfsmaterial sich mehr und mehr an der Zusammensetzung der Sedimente beteiligt, dann können die chemischen Beziehungen zu recht trügerischen Kennzeichen werden.

Die normale Lagerungsform der Sedimentgesteine ist die Schicht; Sedimentgesteine sind im allgemeinen geschichtete Gesteine (Fig. 103), doch ist der Grad der schichtigen Beschaffenheit sehr wechselnd, im allgemeinen am wenigsten hervortretend bei den glazialen Sedimenten, den Moränen, deren besonders ungleichmäßige Beschaffenheit in der regellosen Mischung grober


Fig. 105. Kieswüste. Libysche Wüste. (Phot. Dr E. v. Stromer.)

Blöcke mit feinstem Zerreibungsmaterial in Fig. 104 (S. 199) deutlich kenntlich ist. Den Schwankungen der Gletscher entsprechend sind wohl auch hier einzelne, schichtenartige Abtrennungen in den sog. Sandschmitzen, d. h. gleichmäßig feinkörnigen, aber wenig aushaltenden Lagen, vorhanden.

Das bewegte Wasser und der Wind sondern die Bestandteile nach der Korngröße und lassen die größeren Fragmente am Ursprungsort oder diesem nahe zurück, wobei namentlich bei Winderosion eine allgemeine Rundung und speziell die Bildung der eigenartigen Dreikanter oder Fazettengeschiebe charakteristisch ist. Diese Relikten der Erosion bezeichnet man als Kiesstrand und Kieswüste (Fig. 105), und die diesen entsprechenden Konglomerate, die sog. Bodenkonglomerate, trifft man daher in weitester Verbreitung als charakteristische Erscheinung der Transgressionen.

Die Sedimentation durch Wasser geht von der Höhe der Tiefe zu, jene durch den Wind hat häufig aufsteigende Tendenz, und man trifft den aus der Niederung aufgewirbelten Sand nicht selten als Bedeckung der Höhen oder nach Art kleiner Gletscher oder Schneefelder in den felsigen Rinnen der schroffen Wüstengebirge lagernd. Die Trennung des Materials nach der Korngröße ist durch den Wind viel vollkommener als durch das Wasser, und der Dünen- oder Wüstensand ist ein viel gleichmäßigeres Material als die entsprechenden wässerigen Sedimente. Die gleichmäßige Beschaffenheit der Dünen und ihre charakteristische Erscheinungsform zeigt Fig. 106.


Fig. 106. Dünenlandschaft. Insel Spiekeroog, Nordsee.

Die am vollkommensten schichtigen Ab-

lagerungen sind jene aus Wasser, wobei jede Schichtenfuge einer Änderung des Sedimentationsprozesses entspricht. Waren die Bildungsbedingungen ungemein gleichartig, so erscheint die Ablagerung einheitlich und massig; war die Störung bald vorübergehend, so spricht sie sich nur in einer mehr oder minder vollkommenen Trennbarkeit der Gesteine, Schieferung, aus, welche durch einen feinen, fremden Belag, den Besteg, hervorgebracht wird. War dagegen die Änderung andauernd, so wechseln verschieden zusammengesetzte Schichten miteinander, welche in ihrer größeren oder geringeren Mächtigkeit den rascheren oder langsameren Änderungen des Sedimentationsprozesses entsprechen.

Wo keine stärkere Strömung vorhanden ist, paßt sich die Form der Schicht jener des Untergrundes an, soweit dessen Neigung nicht allzu bedeutend ist; aber jedenfalls war nicht jede Schichtfläche ursprünglich horizontal. Die normale Sedimentation aus Wasser hat die Tendenz, alle Unebenheiten auszugleichen, z. B. in der Weise, daß eine auf geneigtem Grunde gebildete Ablagerung nach der Tiefe zu immer mächtiger wird, und so verschwinden durch fortgesetzte Auflagerung die Niveauunterschiede und gehen schließlich horizontale Schichten hervor (Fig. 107). Vorherrschend ist aber die ursprünglich annähernd horizontale Ablagerung, und weitaus die meisten Abweichungen von dieser sind mit der Gebirgsbildung im Zusammenhang stehende Störungen.

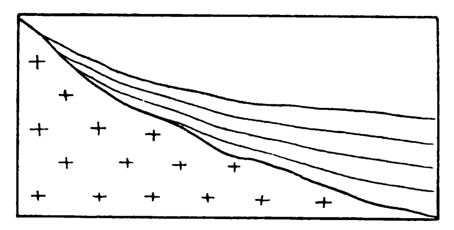


Fig. 107. Ausgleichung von Niveaudifferenzen bei der Sedimentbildung.

Durch die Zusammenschiebung der einzelnen Teile unserer Erdkruste entstehen die so verschiedenartigen Erscheinungen der Aufrichtung und Faltung (Fig. 108, S. 202), welche die Sedimente betroffen haben, Vorgänge, die sich in der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine nicht nur durch Verbiegung der Schichten selbst äußern, sondern im allgemeinen auch eine Art von Gesteinsverhärtung mit sich bringen, welche in den meisten Fällen ohne jede chemische Änderung des Gesteins vor sich geht und einfach zu einer innigeren Berührung der einzelnen Bestandteile führt. Die porösen mechanischen Sedimente, die in frischem Zustand die Beschaffenheit von Schlamm haben, werden so durch den Druck zu verbandfesten Gesteinen, und da die älteren Ablagerungen unserer Erdkruste in weiterer Ausdehnung stark zusammengepreßt wurden als die jüngeren, haben sie auch in weiter Verbreitung eine höhere Verbandfestigkeit. Daß die Verbandfestigkeit eines mechanischen Sediments, z. B. eines Tongesteins, in zahlreichen Fällen ausschließlich dem darauf ausgeübten Druck entspricht, läßt sich deutlich verfolgen, indem zwischen lockern und sehr kompakten Bildungen dieser Art kein irgendwie gearteter Unterschied in chemischer oder mineralischer Richtung vorhanden ist. Durch langsame Auflockerung, wie sie z. B. die Durchfeuchtung der Gesteine durch die Atmosphärilien und der Wechsel von Hitze und Kälte an der Oberfläche hervorbringen, werden ziemlich feste Tonschiefer ohne weitere Änderung ihrer Zusammensetzung zu lockern, plastischen Aggregaten übergeführt. Zahlreiche, in ziemlich verbandfestem Zustand gewonnene Schiefertone,

welche der keramischen Industrie dienen sollen, müssen erst wieder auf diesem Wege ihre lockere Beschaffenheit zurückgewinnen, welche durch künstliche Zerkleinerung nicht erreicht werden kann, d. h. solche Schiefertone werden einige Jahre oberflächlich zum „Faulen“ gelagert und büßen dabei ihre Verbandfestigkeit ein.

Paläozoische Sandsteine und Tonschiefer sind gewöhnlich sehr kompakte Gesteine, im Tertiär treten häufig lockere Sande und Tone auf, und der Baumeister wird unter sonst gleichen Verhältnissen, wenn er die Wahl hat, dem geologisch älteren, der Keramiker dem jüngeren den Vorzug geben, weil eben der erstere möglichst verbandfeste, der letztere möglichst lockere Gesteine braucht. Daß aber diese Unterschiede in erster Linie auf



Fig. 108. Faltung von Devonkalk. Barrandefelsen, Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

der Zusammenpressung der Gesteine und jedenfalls nicht auf der Verschiedenheit des geologischen Alters beruhen, zeigt das Vorkommen der lockern kambrischen Tone und Sande in den *russischen Ostseeprovinzen*, welche in jeder Beziehung den Habitus der jüngsten Ablagerungen unserer deutschen Gebiete an sich tragen, oder dasjenige von Dachschiefern im intensiv zusammengefalteten Oligozän des Kantons *Glarus*, welche nach dem petrographischen Habitus allein als paläozoisch angesehen werden müßten.

Inwieweit an diese im eigentlichen Sinne des Wortes dynamometamorphen Prozesse Mineralneubildungen gebunden sind, läßt sich mit einiger Sicherheit heute noch nicht entscheiden. Es gibt intensiv gefaltete und zusammengequetschte Gesteine ohne jede Spur einer mineralischen Veränderung, und ebenso sicher ist, daß wohlausgebildete Kristalle von Albit und Quarz sich besonders als Bestandteile der verbandfestesten Gesteine finden,

und daß hier der Schieferung parallele Häute serizitähnlicher Mineralien auftreten, welche unzweifelhaft erst an Ort und Stelle kristallisiert sind. Inwieweit aber für die Theorie des Dynamometamorphismus aus diesen Erscheinungen sich Beweise ableiten lassen, ist heute objektiv absolut nicht festzustellen.

Anderseits wird die Verfestigung von Gesteinen häufig auch durch chemische Infiltrationen bewirkt; im verkieselten Sandstein, im Dolomit etc. liegen deren Resultate deutlich vor Augen. Wo dabei die Grenze zwischen den Äußerungen der Diagenese und eines dieser folgenden Metamorphismus festzulegen ist, darüber gehen die Ansichten noch weit auseinander. Zahlreiche Neubildungen in Tonschiefern und namentlich in den Phylliten haben aber ihre besondere Ursache darin, daß sie nur die äußersten Spuren einer kontaktmetamorphen Gesteinsveränderung darstellen, welche, noch durch ganz vereinzelte Mineralbildungen sich charakterisierend, den allgemeinen Gesteinscharakter kaum mehr modifiziert hat.

Daß gewisse Gesteine den faltenden Prozessen in der Erdrinde einen viel größeren Widerstand entgegensetzen als andere, beruht auf ihrer verschiedenen physikalischen Beschaffenheit. Es werden daher durch intensive Faltungen, welche Systeme verschiedenartiger Sedimente betroffen haben, häufig recht bedeutende Änderungen der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse hervorgebracht. Einzelne Tonschieferschichten werden in enge Falten zusammengeschoben; dazwischenliegende Sandsteine zeigen nur wenig Änderungen ihrer Form. In Kalksteinen oder Tonschiefern eingebettete Schichten von härteren Gesteinen werden bei solchen Bewegungen in einzelne Linsen zerquetscht, um die sich das plastische Material lückenlos herumgießt. Dieselben beweglichen Gesteine sind in gestörten Lagerungsverhältnissen in ihrer Struktur meist ganz normal, Sandsteine oft weitgehend kataklastisch, und Dolomite werden besonders zu kleinen, eckigen Bruchstücken zertrümmert, welche, durch sekundäre Prozesse mit Kalkspat verkittet, unter dem Einfluß der Atmosphärilien sich leicht aus ihrem Gefüge lösen und zu einem eckigen Grus werden (Hauptdolomit der *Alpen*).

Konzentrationen der mannigfaltigsten Art trifft man in den Sedimenten, welche auf chemische Umlagerungen hinweisen, die in den Hauptarten in dem Stadium der Diagenese gebildet wurden. So trifft man kalkige Konkretionen gern in tonigen Gesteinen, kieselige namentlich in Kalken, auch Gips, Phosphorit und namentlich Schwefelkies und Markasit sind in Form von mannigfach gestalteten Knollen und Kristallgruppen in den sedimentären Gesteinen häufig. Die Tongallen der Sandsteine dagegen sind ursprüngliche, während der Sedimentation entstandene Unregelmäßigkeiten.

Die an sich ebene Fläche der Schicht wird durch zahlreiche teils primäre teils sekundäre Unregelmäßigkeiten verändert. Auf der Schichtfläche häufen sich gerne die organischen Reste, oder sie hat Eindrücke aufbewahrt, welche die noch plastische oder bewegliche Masse erhielt, wie die Wellenfurchen des vom Wasser bewegten Schlammes oder die Rippelmarken des vom Wind einhergetragenen Sandes (Fig. 109, S. 204). Tierfährten, welche sich dem weichen Schlamm eindrückten, rundliche, durch Regentropfen hervorgebrachte Höhlungen (fossile Regentropfen), unregelmäßige, klaffende Risse, welche das Eintrocknen des Schlammes bewirkte



Fig. 109. Wellensandstein. Unterschönmattenwaag, Odenwald. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

(Zopfplatten), regelmäßig umgrenzte Ausgüsse gelöster Steinsalzkristalle, die einst aus dem eintrocknenden Schlamm herausgewachsen waren (Pseudomorphosensandstein), und schließlich die mannigfaltigsten, durch Zufälligkeiten aller Art hervorgebrachten Unebenheiten (Hieroglyphen) wurden von dem darüber abgelagerten Material erfüllt und so in versteinertem Zustand erhalten. Auch sekundäre Änderungen haben öfter die Schichtflächen betroffen. Lösungen sind eingedrungen und haben namentlich zu den eigenartigen, baumähnlichen Dendriten geführt (Fig. 110). Mechanische Umformungen haben die Faltung und die quer zu derselben verlaufenden Fältelungen bewirkt; Zerreißungen, welche an steilen Umbiegungsstellen aller möglichen Schichtgesteine eintreten und von mannigfaltigen Gängen erfüllt sind; Dehnungen, welche dem gestreckten Gestein öfter ein stengeliges Gefüge verleihen, und endlich Zerklüftungen mannigfaltiger Art, welche die Gesteine quer zur Schichtung in mannigfaltigen Winkeln durchsetzen, sind Ergebnisse dieser späteren Prozesse.

Die für die normalen Sedimente charakteristische Schichtstruktur erfährt so mannigfache Modifikationen. Aber es gibt auch Sedimente, welche schon primär durchgreifende Lagerungsformen aufweisen, speziell Kalke und aus solchen entstandene Dolomite, welche stockförmigen Kolonien der Organismen ihre Entstehung verdanken. An ihren oft steilen Hängen sind sie mit den normalen, umgebenden Sedimenten in mannigfaltiger Weise auf das innigste verwachsen, wobei die sog. Übergußstruktur entsteht, hervorgebracht durch die Ablagerung abgebrochener Stücke des Stockes an den steilen Hängen, welche mit normalen Sedimenten wechsellagern und sich mit diesen vermischen (Fig. 111). Auch die chemischen Sedimente haben nicht selten ähnliche stockförmige Lagerung, welche aber meist durch Dislokationen modifizierte, dicklinsenförmige Einlagerungen sind, wie die meisten Salz- oder Gipsstöcke.



Fig. 110.
Dendriten auf Solenhofer Schiefer.

Endlich ist zu erwähnen, daß Gesteine vom Charakter normaler Sedi-

mente auch in echt gangförmiger Lagerung auftreten können. Hierher gehören die quer durch die Schichten hindurchsetzenden Petroleumquellen und ihre Derivate Ozokerit und Bitumen, ferner die Sandsteingänge, welche wohl in Form von Schwemmsand von oben oder unten in die Klüfte der Gesteine eindrangen und sich dort später verfestigten. Endlich sind in

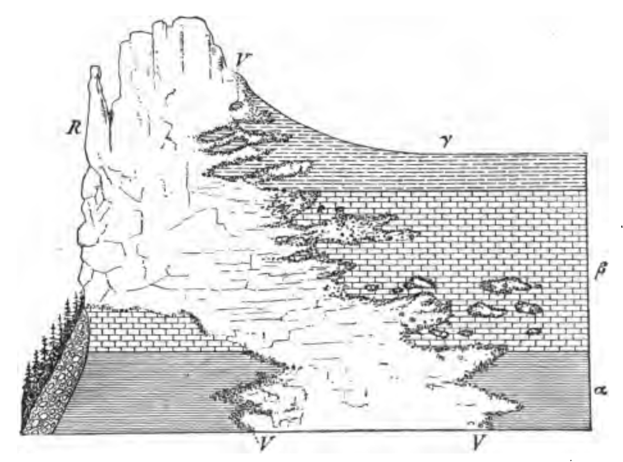


Fig. 111. Spongienriff (R) mit Vorriffzone (V) in Übergußschichtung mit Malm (α, β und γ). (Nach Prof. Dr E. Fraas.)

diesem Zusammenhang zu erwähnen die an Verwerfungen und Überschiebungen gebundenen mechanischen Zertrümmerungsprodukte der Gesteine, die Reibungsbrekzien und Konglomerate, welche oft echten Sedimenten aufs äußerste ähnlich sind und mit solchen oft genug verwechselt wurden. Ihr Auftreten ist an die Verschiebungskluft selbst gebunden; sie bilden daher auch meist diskordante Massen.

Man trennt die Sedimente in:

I. Mechanische Sedimente, in der Hauptsache aus den verschiedenen Fraktionen des Lösungsrückstands zusammengesetzt; man könnte diese wieder nach der Art der Entstehung als alluviale, äolische und glaziale unterscheiden. Doch treten diese Unterschiede in der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine meist sehr wenig hervor; es wird daher als Grundlage die letztere selbst gewählt. Man trennt die mechanischen Sedimente in:

Tongesteine (Schlamm, Ton, Tonschiefer, Mergel);

Sandsteine (Sand, Sandstein, Grauwacke);

Konglomerate und Brekzien. An diese schließen sich die durch Gebirgsbewegungen hervorgebrachten Zerreibungsprodukte, die Mylonite, an.

II. Chemische Sedimente: Anhydrit, Gips, Steinsalz (Anhang: Abraumsalze).

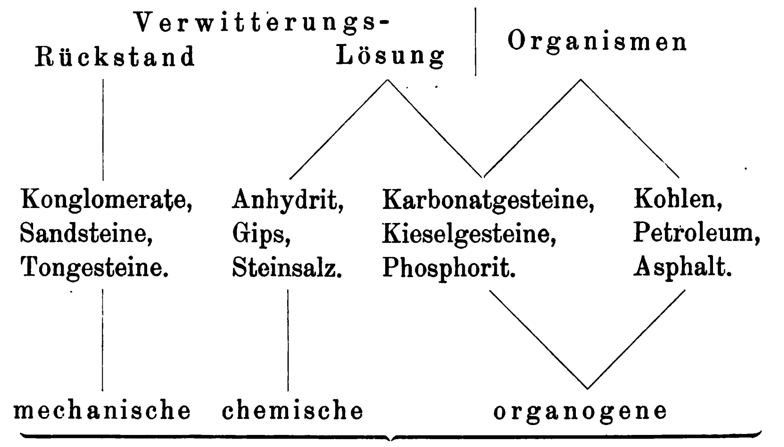
III. Organogene Sedimente, und zwar:

a) Vorherrschend organischer Zusammensetzung:
Kohlen (Anhang: Torf);
Petroleum, Ozokerit und Asphalt.

b) Vorherrschend anorganischer Zusammensetzung:
Karbonatgesteine: Kalkstein und Dolomit. (Anhang: sonstige Karbonatgesteine);
Kieselgesteine;
Phosphorit.

Die Gruppen II und III verdanken ihre Entstehung der Verwitterungslösung, zum Teil unter Mitwirkung der organisierten Welt.

Eine Übersicht über diese Verhältnisse gibt folgendes Schema:



I. Mechanische Sedimente.

Tongesteine

(Schlamm, Ton, Tonschiefer, Mergel).

Makroskopische Beschaffenheit. Als Schlamm bezeichnet man die aus den feinsten Bestandteilen des Verwitterungsrückstandes bestehenden Sedimente, solange sie noch von dem Wasser durchtränkt sind, aus welchem sie sich abgesetzt haben. Besondere

Wichtigkeit besitzt der Kontinentalschlamm, ein meist gelbliches bis blaugrünes Sediment, Blauschlamm, in welchem neben den feinsten staubförmigen Bestandteilen auch winzige Körnchen von Quarz und andern Mineralien sowie Reste kalkiger oder kieseliger Organismen vorhanden sind, und der in einem ziemlich breiten Gürtel das Festland umgibt. Ein Gehalt an organischer Substanz oder von feinverteiltem Schwefeleisen bedingt öfters eine dunklere Färbung. Lokal enthält er massenhaft Glaukonitkörnchen, welche besonders als Steinkerne von Foraminiferen auftreten und seine grüne Farbe bedingen, Grünschlamm. Wo die lateritischen Verwitterungsprodukte der Tropen endlich einen Hauptbestandteil der Flußtrübe ausmachen, erscheint der Absatz als Rotschlamm von violetter bis roter Farbe, welcher in mannigfachem Wechsel mit lichtgrünen Schichten aufritt, deren Farbe durch eine Reduktion des Eisenoxydes bedingt ist.

Aus den allerfeinsten Elementen besteht im allgemeinen der Tiefseeschlamm, gemischt mit den oft in regionaler Ausdehnung verstäubten vulkanischen Aschen gewaltiger Eruptionen. Seine Bildung erfolgt wegen der Geringfügigkeit des vorhandenen Materials mit äußerster Langsamkeit. Das unter hohem Druck stehende, kohlensäurereiche Wasser der Tiefsee bringt in diesem mannigfache diagenetische Prozesse hervor, und auf seine Wirkung ist in erster Linie die Entkalkung des durch das Plankton mit kalkigem Material verunreinigten tonigen Sediments zurückzuführen, ebenso die Bildung von Konkretionen, unter welchen die Manganknollen die wichtigsten sind.

Dem Schlamm durchaus äquivalent ist der Ton oder Argillit (franz. argile), der entwässerte und meist auch völlig entsalzene Schlamm, der zum geologischen Körper geworden ist. In trockenem Zustand eine feinerdige Masse mit dem bekannten, eigentümlichen Tongeruch hat er die Fähigkeit, in großen Mengen Wasser aufzusaugen, wobei er mehr oder minder plastisch und wasserundurchlässig wird, Eigenschaften, welche sehr fein verteilten, schuppigen Substanzen überhaupt eigen sind. Er hält das Wasser so fest, daß es durch Auspressen nicht entfernt werden kann, und schwindet beim Trocknen unter Bildung von Rissen. Die Tone sind teils lockere Aggregate, welche in trockenem Zustand leicht zerbröckeln, in feuchtem aber oft sehr zäh sind. Andere Vorkommnisse besitzen in frischem Zustand ziemlich Verbandfestigkeit, welche sie aber unter der Einwirkung der Atmo-

sphärilien verlieren. Mit der größeren Verbandfestigkeit ist häufig eine mehr oder weniger deutliche Schieferung verbunden, Schieferton.

Man unterscheidet im allgemeinen Fettone, die sich fettig anfühlen und einen etwas glänzenden Strich haben, von den Magertonen, welche mehr erdig sind und sich trocken anfühlen. Erstere umfassen die plastischen Tone (ital. *creta*) der keramischen Industrie und sind mehr oder weniger lokalisierte Vorkommnisse, deren geologische Verbindung mit erodierten Kaolinlagerstätten öfters deutlich hervortritt *(Amberg, Karlsbad)*. Die reinsten derselben sind die nur ganz ausnahmsweise vorkommenden Kaolintone, schneeweiße Massen, manchmal fast völlig reiner Kaolin mit winzigen Rutilnädelchen, ein technisch sehr wertvolles Material. Die meisten Fettone, Tegel[1] oder Pfeifentone sind grauliche oder gelbliche Massen, von welchen diejenigen besonders geschätzt werden, welche sich weiß brennen und infolge ihrer Reinheit sehr feuerfest sind. Diese Tone bestehen im allgemeinen aus etwas durch fremde Materialien verunreinigtem Kaolin und enthalten kleine Glimmerblättchen, Quarzkörnchen, Feldspat, etwas Karbonate sowie nicht selten organische Reste in gutem Erhaltungszustand. Es sind in der Hauptsache Sedimente des süßen Wassers, welche nicht sehr weit von ihrer ursprünglichen Lagerstätte entfernt wurden. Ein höherer Gehalt an Eisenoxyd bedingt die nicht seltene Rotfärbung und gleichzeitig eine viel leichtere Schmelzbarkeit. Eisenhaltige, mit Sand etc. stark verunreinigte Tegel sind ein Teil der Töpfertone, zu welchen aber auch zahlreiche, nicht kaolinische Tone gerechnet werden, soweit diese plastisch sind und im Feuer stehen, ohne zu bersten.

Die Magertone oder nicht kaolinischen Tone sind im Gegenteil regionale Bildungen, welche ganze Formationsglieder zusammensetzen; sie bestehen aus Produkten der normalen Verwitterung und haben einen wenig oder gar nicht glänzenden Strich. Als Ton schlechtweg bezeichnet man blaugraue oder gelblichgraue, seltener auch durch Kohle schwarze, erdige Gesteine, während die roten oder grünlichen Varietäten, welche oft in buntem Wechsel und mannigfach geflammter Zeichnung durcheinander auftreten, als Letten resp. als Schieferletten oder Leberkies abgetrennt werden. Diese Gesteine enthalten meist in viel größerem Maß fremde Beimengungen, namentlich feinverteilten Quarz und Feldspat, Glimmer, Karbonate etc.

Alauntone oder Vitrioltone sind mit feinstem, oft mit bloßem Auge nicht sichtbarem Schwefeleisen imprägnierte, meist stark bituminöse Tone, welche bei der Verwitterung Alaun und Eisenvitriol liefern. Bituminöse Tone sind braune bis schwärzliche, erdig brechende Gesteine, welche bei höherem Gehalt an Bitumen einen wachsartig glänzenden Strich haben, wie der Pyropissit etc. Eisenschüssige Tone sind ockergelb bis rein rot und werden viel als Anstrichfarbe verwendet. Gipstone nnd Salztone sind in den Steinsalzlagerstätten verbreitet.

---

[1] Der Name „Tegel“ wird in der Geologie in übertragenem Sinne verwendet. So sind z. B. die „Wiener Tegel“ keineswegs kaolinische Tone.

Mannigfache Konkretionen finden sich im Ton: am häufigsten Schwefelkies und Markasit; brotlaibähnliche Sphärosiderite; Gips und Schwefel; Kristalle von Gay-Lussit und Thenardit; Phosphorit, Schwerspat und Zölestin in häufig kugeligen Bildungen; Linsen von stengeligem, mit Bitumen erfülltem Kalkspat, Anthrakonit oder Madreporenstein; die kalkig-mergeligen Septarien, welche im Innern mannigfach geborsten und oft als sog. Klapper- oder Adlersteine ausgebildet sind, z. B. im Septarienton; Knollen von Opal und Hornstein etc. Dagegen sind die in dem rezenten Tiefseeschlamm häufigen Manganknollen seltene Erscheinungen. Auch die Reichhaltigkeit einiger Tone an marinen Fossilien oder sonstigen organischen Resten in vorzüglichstem Erhaltungszustand ist zu erwähnen, während andere vollständig fossilfrei sind. Schichtung ist in sehr wechselndem Maße vorhanden, kaum angedeutet in den reineren kaolinischen Tonen und oft sehr ausgeprägt in den bunten Letten oder in glimmerreichen Tonen.

Erscheint Quarz reichlich und nicht in allzufeiner Verteilung, so entsteht der sandige, gelbbraune Lehm, welcher oft aus dem kalkreichen Löß durch Auslaugung des Kalkgehaltes hervorging, Lößlehm, und daher häufig das Hangende desselben bildet. Man bezeichnet als Lehm wohl auch die Verwitterungsprodukte der kristallinischen Gesteine auf primärer Lagerstätte, den Verwitterungslehm von meist gelblichen Farben in der gemäßigten Breite entsprechend dem roten, tropischen Laterit. Hierher gehören auch die roten Basalttone und ein Teil der besonders porösen Walkerde, welche durch die Verwitterung basischer Eruptivgesteine entstanden sind.

Als Geschiebelehm bezeichnet man glaziale Bildungen, bald ganz ungeschichtet und mit regelloser Verteilung größerer oder kleiner, geschrammter Geschiebe in der aus feinerem Zerreibungsmaterial bestehenden, sehr ungleichmäßigen Hauptmasse, bald von einzelnen Sandschmitzen unterbrochen oder mit einer mehr schichtenähnlichen Anordnung.

Der meist rote bis rotbraune Höhlenlehm oder die terra rossa bedeckt oft in nicht unbedeutenden Ablagerungen den Boden der Höhlen in Kalkgebirgen; er wird von mancher Seite als Auflösungsrückstand des unreinen Kalkes angesehen, dürfte aber in vielen Fällen ursprünglich in die Rifflücken eingeschwemmter Laterit sein. Er enthält häufig Knochen etc. in Menge eingebettet, Knochenlehm.

Der Löß ist eine typische Steppenbildung, gewöhnlich in regionaler Ausbildung mit Flugsand, aber auch mit glazialen Ablagerungen verbunden, weil der Rückgang des Inlandeises von der Entwicklung eines Steppenklimas gefolgt wird. Er ist im Gegensatz zum Ton im allgemeinen ungeschichtet; die geringe Verbandfestigkeit und das poröse Gefüge des feinsandigen Sediments befördern die Wanderung des oft beträchtlichen Kalkgehaltes, welcher bald ganz entführt wird, bald in mannigfach geformten Konkretionen, Lößkindchen (Fig. 112), namentlich in den unteren Lagen sich findet und

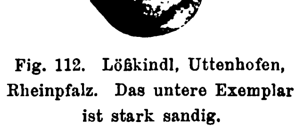


Fig. 112. Lößkindl, Uttenhofen, Rheinpfalz. Das untere Exemplar ist stark sandig.

sich auch an den Wurzeln der Steppengräser konzentriert, wodurch eine vertikale, röhrenförmige Absonderung des Ganzen entsteht. Die feinen Röhren der verwesten Wurzeln sind oft von weißen Kalkspatkristallen ausgekleidet. Der echte Löß ist, abgesehen von seiner vertikalen Absonderung, welche sich in den tiefeingeschnittenen Hohlwegen (Fig. 113) zu erkennen gibt, und dem Mangel an Schichtung, charakterisiert durch ungemein gleichmäßiges feines Korn und durch das oft reichliche Vorkommen von Landschnecken und Resten von Steppen bewohnenden Säugetieren. Durch Wasser umgelagerter, geschichteter Löß, Seelöß etc. erscheint dagegen mit deutlicher Schichtung mit eingelagerten Sandschmitzen und Geröllbänken. Auch die südrussische Schwarzerde oder Tschernosem, eine schwarze, humusreiche Masse, ist ein Löß mit 6—10% organischer Bestandteile.



Fig. 113. Lößlandschaft in der Provinz Shansi, China. (Nach Richthofen.)

Ähnlich zusammengesetzt wie der Löß sind die Mergel, welche bald kalkarm, Tonmergel, bald kalkreich sind, Kalkmergel (ital. albarese), und bald erdige, lockere Massen darstellen, bald kompakter und dann oft deutlich schieferig sind, Mergelschiefer. Es sind matte, schmutziggrau, bräunlich, gelblich oder rötlich gefärbte Gesteine, auch ganz schwarz durch organische Substanz. Auf den Schichtflächen ist besonders oft der Gehalt an Glimmer hervortretend, der in einzelnen Vorkommnissen nicht unbedeutend ist, Glimmermergel, zu denen der miozäne Schlier oder Flinz gehört. Sandmergel sind reich an Sandkörnern, und in dem oft recht kompakten Dolomitmergel tritt Dolomit an Stelle des Kalkspats. Gipsmergel sind namentlich im deutschen Keuper verbreitet und werden oft von zahllosen Adern von Fasergips durchzogen. Salzmergel ist das

sog. Haselgebirge der alpinen Steinsalzlagerstätten, das von Steinsalzadern durchsetzt ist. Flammenmergel sind kieselsäurereich mit dunkeln Hornsteinstreifen.

Mit Ausnahme der kalk- resp. dolomitreichen Glieder sind die Mergel meist recht wenig verbandfeste Gesteine, welche leicht verwittern, sich aufblättern und in kleine, eckige Stücke zerfallen (Fig. 114), die rasch zur Ackerkrume werden; man benutzt sie daher viel zur Melioration des Ackerbodens, zumal die an kleinen, schießpulverkornähnlichen Glaukonitkörnern reichen Glaukonitmergel. Die geringe Kompaktheit der Gesteine hat die Häufigkeit von Konkretionen im Gefolge, von denen außer den beim Ton aufgeführten be-



Fig. 114. Verwitterung von Kalkmergel. Wellenkalk, Erbach, Odenwald. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

sonders zu erwähnen sind: Kristalldrusen von Kalkspat und Dolomit, Drusen und isolierte, doppelendige Kristalle von Quarz, letztere oft in nachweisbarem Zusammenhang mit kieseligen Resten von Organismen, welche durch Kalkspat ersetzt wurden, große Gipskristalle *(Montmartre)*, strahlige Kugeln von Cölestin und Strontianit, Schmitzen von bituminöser und kohliger Substanz etc.

Durch höhere Verbandfestigkeit und deutlicher hervortretende Schieferung unterscheiden sich von den bisher besprochenen Gesteinen die Tonschiefer. Die Schieferung derselben ist bald eine echte, d. h. parallel der Schichtung, und dann gewöhnlich, da es sich um dynamisch kräftig beeinflußte Gesteine handelt, recht uneben, in mannigfacher Weise gefaltet, gefältelt und manchmal ganz zerknittert. Häufiger ist die trans-

versale Schieferung (engl. cleavage, franz. clivage, Fig. 115), welche die Schichtung unter beliebigem Winkel durchschneidet, und deren Flächen gewöhnlich sehr eben und öfter durch neu-



Fig. 115. Transversale Schieferung durchschneidet die etwas gebogenen Schichten von Tonschiefer bei Goslar. (Phot. Dr Baumgärtel.)

gebildete Glimmerblättchen etwas glänzend sind. Da diese Schieferung das Ergebnis des Gebirgsdruckes ist, sind die damit versehenen Gesteine die am meisten verbandfesten.

Tonschiefer mit sehr gleichmäßiger, transversaler Schieferung, welche sich in dünne, ebene Platten zerlegen lassen, bezeichnet man nach ihrer technischen Verwendung als Dachschiefer (franz. ardoise). Diese müssen in möglichst dünnen Platten brechen, welche infolge ihrer Verbandfestigkeit beim Anschlagen einen hellen Klang geben. Sie dürfen keinen Schwefelkies enthalten und sollen gegenüber der Einwirkung von schwefliger Säure widerstandsfähig und somit möglichst arm an Kalkkarbonat sein. Letztere Forderung erfüllen zahlreiche, sehr gebräuchliche Dachschiefer allerdings nur in geringem Maße, z. B. die oligozänen Dachschiefer von *Glarus*, welche eigentliche Kalktonschiefer von mergelähnlicher Zusammensetzung sind. In großen Platten brechende, rein schwarze Schiefer bezeichnet man als Tafelschiefer. Griffelschiefer zeigen zwei gute Spaltungsrichtungen, von welchen die eine die echte Schieferung sein kann.

Die gewöhnliche Farbe der Tonschiefer ist grau und oft über ganze Formationen ungemein gleichmäßig; schwarz sind die Kohlenschiefer (franz. ampélite vom griech. ampelos, Weinstock), die manchmal recht weich und abfärbend sind, Zeichenschiefer, bräunlichschwarz die an Bitumen reichen

Brand- oder Ölschiefer. Andere sind in verschiedenen Nuancen rot, und dann trifft man gerne die mannigfache Verbindung mit lichtgrünen Partien wie bei den Letten, so z. B. in den Dachschiefern von *Fumay* in den Ardennen.

Alaunschiefer enthalten feinverteilten Schwefelkies; Kräuterschiefer oder Pflanzenschiefer sind an Pflanzenresten reiche, namentlich karbonische Tonschiefer. Erfüllt von Kupfersulfiden in feinsten Flittern ist der schwarze Kupferschiefer von *Mansfeld*, der 20—40 % Karbonate und bis 20 % Bitumen enthält. In Bezug auf Konkretionen gilt das beim Ton Angeführte, doch sind sie nicht ebenso reichlich vorhanden.

Schließlich mag noch bemerkt werden, daß Bildungen vom Habitus der Tonschiefer lokal auch als dynamometamorphe Fazies verschiedener Gesteine, welche an Verwerfungen zermalmt wurden, auftreten; hierher gehören z. B. die Gangtonschiefer gewisser Harzer Erzgänge, und auch die aus Granit hervorgegangenen Pfahlschiefer haben oft geradezu tonschieferartige Beschaffenheit; in der chemischen Zusammensetzung derselben ist aber stets der Typus des ursprünglichen Gesteins erhalten.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Die Definition der mineralischen Zusammensetzung der Tongesteine ist ungemein schwierig, da die Feinheit des Materials der mikroskopischen Analyse große Hindernisse in den Weg legt, und in zahlreichen Fällen feinverteilte kohlige Substanz und Eisenoxyde, welche sich schwer entfernen lassen, die Schliffe ganz erfüllen. Der Hauptbestandteil der Tegel ist der Kaolin, dessen Vorhandensein aber mehr aus der chemischen Analyse und den technischen Eigenschaften der Gesteine geschlossen als mikroskopisch nachgewiesen werden kann. In den aus normalem Witterungsmaterial bestehenden Tonen ist ein in optischer Beziehung sehr ähnliches Mineral der Hauptbestandteil, und die Masse besteht vorherrschend aus einem bald ganz isotrop erscheinenden, bald schwach doppelbrechenden Aggregat winzigster Schüppchen, welche aber nach der chemischen Zusammensetzung der Gesteine unmöglich Kaolin sein können, sondern eine serizitähnliche Beschaffenheit haben müssen. Ob daneben Kaolin sich in untergeordneter Weise an diesen Gesteinen beteiligt, ist wohl überhaupt nicht zu ermitteln. Ebenso fehlen Anhaltspunkte dafür völlig, ob Tonerdehydroxyde, wie sie im Laterit vorhanden sein sollen, sich in den normalen Sedimenten finden. Dazu kommen allenthalben kleine, meist scharfeckige Quarz- und Feldspatbruchstücke vor, namentlich erstere oft in nicht unbedeutender Menge.

Im Löß sind auch diese kleinen Fragmente häufig gerundet und umhüllt von einer dünnen Haut von Kalkspat. Bemerkenswert ist, daß in denselben Gesteinen frischer Feldspat häufiger ist als in den sonstigen Tongesteinen, wie über-

haupt die Bestandteile der primären Gesteine Glimmer, Hornblende, Granat etc. im Löß wie im Glazialton, Geschiebelehm etc. viel häufiger frisch erhalten sind, entsprechend der geringen Intensität der chemischen Verwitterung in den Ursprungsgebieten. Ferner trifft man in den Tongesteinen in weitester Verbreitung die mikrolitischen, akzessorischen Bestandteile der primären Gesteine, vor allem Apatit und Zirkon, die wohl nirgends fehlen, ferner Anatas, und am verbreitetsten den Rutil in der Form der Tonschiefernädelchen. Hinzu kommen Monazit und Xenotim, beide meist stark getrübt, Magneteisen und andere Eisenoxyde, lokal auch Staurolith etc. Eine besondere Rolle wird dem Turmalin zugeschrieben, der neben Flußspat und Topas im Tegel weit verbreitet ist und andernteils in den zu den Phylliten hinüberführenden Tonschiefern als wohlkristallisierter und recht konstanter Gemengteil erwähnt wird. Inwieweit sich hier die äußersten Ausläufer der kontaktmetamorphosierenden Agentien zu erkennen geben, ist nicht genauer untersucht. Bemerkt mag werden, daß die im Tiefseeschlamm allverbreiteten winzigen Bimssteinteilchen, wohl infolge ihrer geringen Widerstandsfähigkeit, den fossilen Tonen völlig fehlen. Daneben trifft man eine Reihe von Gemengteilen, welche ihrer ganzen Ausbildung nach nur als authigen angesehen werden können. Zu diesen werden von vielen Forschern auch der Turmalin und die Tonschiefernädelchen gerechnet. Unzweifelhaft gehören hierher die manchmal in kleinen Rhomboedern oder in Körneraggregaten auftretenden Karbonate, ebenso Haufwerke kleiner Quarzkörner, die randlich von Glimmeraggregaten umgeben sind oder auch als radialstrahlige Bildungen kleine, ebenfalls authigene Schwefelkieskristalle umgeben. Diese Mineralbildungen entstammen organischen Resten; die Steinkerne von Foraminiferen und die öfter in Kalkspat umgewandelten Radiolarien und Spongiennadeln zeigen deutlich diesen Ursprung an, es sind zweifellos Produkte der diagenetischen Periode.

Daneben aber trifft man Mineralneubildungen, deren Menge mit dem Stadium der mechanischen Deformation zunimmt, und die daher in erster Linie in den verbandfesten Tonschiefern zu finden sind. Es sind dies vorherrschend glimmerartige Mineralien, einesteils Pyrophyllit (Gümbelit), der gern als Versteinerungsmaterial z. B. von Graptolithen oder auch als Ausfüllung von Klüften auftritt, andernteils serizitartige Bildungen von deutlich kristallinischer Beschaffenheit, welche bald als radialstrahlige Aggregate klastische Fragmente umgeben, bald aber, und zwar gewöhnlich zu feinen Membranen verbunden, die Schichtflächen der Schiefer bedecken und allen Umbiegungen und Windungen derselben folgen. Zu diesen tritt auch etwas Chlorit.

In denjenigen Gesteinen, welche mehr und mehr den Charakter der Phyllite annehmen, werden die typisch klastischen Bestandteile entschieden weniger, der Quarz sondert sich oft zu Linsen oder Lagen zwischen den serizitischen Häuten, die Tonschiefernädelchen werden größer, und kleine, klare Kriställchen von Feldspat treten auf, kurzum das Gestein zeigt beginnenden Metamorphismus, der aber durchaus nicht einfach dynamischen Prozessen zugeschrieben werden darf, worauf auch die besonders häufige Beobachtung wohlausgebildeter Turmalin- und Rutilkriställchen in solchen Schiefern hinweist. Bemerkt mag noch werden, daß in gefältelten Tonschiefern die Rutilnädelchen der Fältelung parallel zu liegen pflegen. Auch Kaolintone haben lokal große Verbandfestigkeit

und den Charakter echter Tonschiefer angenommen, z. B. karbonische, hochfeuerfeste, graue Schiefer, welche man wohl auch als Steinton bezeichnet hat (*Rakonitz* in Böhmen), und die besonders im Karbon vorkommen.

Chemische Beschaffenheit. Die chemische Untersuchung der Tongesteine läßt deutlich die beiden im ersten Abschnitt erwähnten Arten erkennen, indem ganz unvermittelt zwei chemische Typen nebeneinander erscheinen, von welchen sich der eine der Zusammensetzung des Kaolins nähert (SiO_2 $45^1/_2$ %, Al_2O_3 $39^1/_2$ %, H_2O 14 %) und im allgemeinen viel weniger und vorherrschend nur durch Quarz verunreinigt ist, während der andere sehr viel wechselnder ist, aber stets neben viel niedererem Gehalt an Tonerde (durchschnittlich 15—25 %) einen um 4 bis 5 % variierenden Gehalt an Alkalien und einen hohen Prozentsatz von Eisenoxyden aufweist und gleichzeitig um sehr vieles wasserärmer ist: er enthält durchschnittlich nur 3—4 % Wasser, das manchmal in ganz normal aussehenden Gesteinen auch nur 1 % ausmacht. Die Mengen von Magnesia und Kalk sind wenig konstant, erstere ist meist mit einigen Prozenten vertreten, während der Kalk in den eigentlichen Tonschiefern häufig nur in Spuren vorkommt, entsprechend dem äquivalenten Tiefseeschlamm.

Am meisten variiert die Kieselsäure, welche von der Quantität des beigemengten Quarzes abhängig erscheint. Es ist daher bezeichnend für die hier behandelten Gesteine, daß ein hoher Kieselsäuregehalt im allgemeinen mit einem niedern Gehalt an Tonerde verbunden ist. Die kieselsäurereichsten Tongesteine (mit ca 70—$75^1/_2$ % SiO_2) erreichen 15 % Tonerde im allgemeinen nicht, die kieselsäurearmen (mit ca 50 % SiO_2) enthalten gewöhnlich mehr als 20 %. Die zahlreichen und mannigfaltigen Verunreinigungen verhindern die Isolierung des hauptsächlichsten Bestandteils, die man auch als Tonsubstanz bezeichnet hat. Nach den Analysen kann es nicht zweifelhaft sein, daß es sich um ein Alkalitonerdesilikat handelt, das vom Kaolin, abgesehen vom Alkaliengehalt, durch mehr Kieselsäure, weniger Tonerde und namentlich sehr wenig Wasser sich unterscheidet, und das nach seiner chemishen Beschaffenheit ebenso wie nach seinen physikalischen Eigenschaften der Glimmergruppe nahesteht. Schließlich muß noch das durchschnittlich recht bedeutende Vorherrschen von Kali über das Natron betont werden, weil eben letzteres bei der Verwitterung leichter in die Lösung übergeht.

Ungemein wechselnd wird die Zusammensetzung bei den Kalktonschiefern, Mergeln und beim Löß durch das bedeutende Hervortreten der Karbonate von Kalk resp. Magnesia einesteils, der sandigen Beimengungen anderenteils, so daß hier der chemische Bestand in den weitesten Grenzen variiert, und man trennt diese Gesteine häufig in die drei Bestandteile: Karbonat, Quarz und Tonsubstanz, deren gegenseitiges Verhältnis den Charakter des Gesteins am besten bezeichnet. Das lebhafte Aufbrausen mit Säure, das namentlich für den Löß charakteristisch ist. verrät den Gehalt an Kalkkarbonat.

Die mikroskopisch fast nie fehlende Beimengung von Rutil in den Tongesteinen bedingt deren Gehalt an Titansäure, der aber analytisch nur selten festgestellt wurde; jedenfalls ist es auffallend, daß trotz der scheinbaren Massenhaftigkeit der Tonschiefernädelchen kaum mehr als $1/_2\,\%$ Titansäure gefunden wurde. Phosphorsäure trifft man nur in den nicht kaolinischen Tonen, sie ist dem Tegel fremd, dagegen ist in sehr wechselnder Menge Schwefel in Form von Sulfiden in beiden Gruppen verbreitet, besonders in den sog. Alauntonen und Alaunschiefern. Untergeordnet ist manchmal Chlor, welches auf nicht völlige Entsalzung des Sediments hinweist, ferner wechselnde, in normalen Tonschiefern und Tonen nur selten bedeutende Mengen von organischer Substanz, welche in den Mergeln öfter in größerem Maße auftritt. So enthält z. B. der mergelige Mansfelder Kupferschiefer lokal bis $20\,\%$ Bitumen, und ähnlich ist das Verhältnis bei den Brandschiefern. Endlich ist auf die weite Verbreitung der Vanadinsäure hinzuweisen, welche namentlich im Lehm in allerdings stets sehr geringer Menge vorhanden zu sein pflegt.

Die in weiten Grenzen schwankende Zusammensetzung der Tongesteine ist im allgemeinen bei den weniger verbandfesten Gesteinen viel mehr im äußeren Habitus ausgeprägt als bei den Tonschiefern. Die fette Beschaffenheit der Tegel steht der mehr magern der andern Tongesteine gegenüber, reichlichere Beimengungen von Quarz und Karbonaten lassen die letzteren noch weniger gleichmäßig erscheinen, während anderenteils die kaolinischen Tonschiefer des Karbons oder die oligozänen Kalktonschiefer des Kanton *Glarus*, letztere mit annähernd $30\,\%$ Karbonaten, makroskopisch nicht von den karbonatfreien und kieselsäurereichen Dachschiefern von *Caub* am Rhein oder von den kieselsäurearmen Griffelschiefern des *Fichtelgebirges* zu unterscheiden sind.

Geologisches Vorkommen und Alter. Tonige Sedimente finden sich in allen geologischen Formationen bald in mächtigen, äußerlich ungemein gleichmäßig erscheinenden Schichtensystemen, wie sie namentlich im Paläozoikum vorhanden sind, bald in untergeordneten, häufig mergeligen Zwischenlagen in Kalksteinen, wie man sie namentlich im Jura und in der Kreide trifft. Die Gleichmäßigkeit der Tonschiefersysteme ist indes im allgemeinen rein äußerlich; in der Tat sind weitgehende Verschiedenheiten der chemischen Zusammensetzung selbst in sehr einheitlich aussehenden Vorkommnissen vorhanden, Verschiedenheiten, welche namentlich dort deutlich in die Erscheinung treten, wo solche Schichten-

systeme der Umwandlung durch Kontaktmetamorphose anheimgefallen sind.

Unter den rezenten, tonigen Ablagerungen kennt man selbst in den größten Tiefen des Ozeans nur den Schlamm, irgendwie verfestigte Bildungen sind nirgends bekannt geworden. Er bildet öfter ziemlich mächtige und recht kontinuierliche Lagen, oder es wechseln Schichten von vorherrschendem Schlamm mit den als Schlick bezeichneten feinerdigen, organogenen, kalkigen oder kieseligen Bildungen, welche hauptsächlich aus Resten von Foraminiferen oder Radiolarien bestehen, wie z. B. der Globigerinenschlick, mit dem auch mannigfache Vermischungen eintreten.

In den verschiedenen geologischen Formationen trifft man, abgesehen von der größeren Wichtigkeit der älteren tonigen Ablagerungen, im allgemeinen die Erscheinung, daß die verbandfestesten Tonschiefer die ältesten, die lockern Tone die geologisch jüngsten Bildungen darstellen. Man spricht wohl vom paläozoischen Habitus eines Tonschiefers, um damit seine hohe Verbandfestigkeit zu charakterisieren. Aber auch hier ist es keineswegs das geologische Alter, welches den petrographischen Charakter des Gesteins bestimmt. Das ergibt sich am einfachsten aus der Vergleichung der lockern, oft geradezu plastischen Tonablagerungen von kambrischem Alter in den *russischen Ostseeprovinzen* mit den transversal geschieferten, festen Dachschiefern aus dem Oligozän des Kantons *Glarus*. Die ersteren stellen völlig ungestörte Ablagerungen dar, die letzteren sind von intensiven Faltungsprozessen betroffen worden, und der Unterschied in der Verbandfestigkeit ist daher eine einfache Folge des auf die Sedimente ausgeübten Druckes, welcher gewöhnlich ohne irgendwie geartete Änderung in dem Bestand des Gesteins die einzelnen Teile mechanisch aneinanderpreßt, ebenso wie man in manchen keramischen Betrieben durch gewaltigen Druck feine Pulver zu verhältnismäßig festen Massen umformt. Diese Zusammenpressung ist mit einer Austreibung von Luft und hygroskopischem Wasser verbunden, und die verbandfesten Tonschiefer sind mit einem spezifischen Gewicht von ca 2,8 auch die schwersten unter den in Betracht kommenden Bildungen.

Daß paläozoische Tongesteine häufiger in diesem Stadium der mechanischen Verfestigung auftreten als jüngere, hat seinen Grund in der größeren Häufigkeit tektonischer Störungen in den älteren Ablagerungen, und man darf keineswegs abweichende Bildungs-

bedingungen oder etwa durch ganze geologische Formationen andauernde, metamorphosierende Prozesse zur Erklärung dieser Erscheinung heranziehen.

Eine auffällige Beobachtung liegt auch darin, daß fast alle kaolinischen Tone dem Tertiär anzugehören scheinen. Dies rührt von zwei Eigentümlichkeiten her: 1. Sind in dem lockeren Zustand, in dem sich diese tertiären Ablagerungen befinden, die Tegel leichter von den nicht kaolinischen Tonen zu unterscheiden, sie fallen schon äußerlich viel mehr auf als unter den verbandfesteren Gesteinen. 2. Gebraucht die keramische Industrie die Materialien in möglichst feiner Verteilung, und es werden daher die lockeren Aggregate bevorzugt, so daß ein verfestigter Schiefer schon besonders vorzügliche Eigenschaften haben muß, um überhaupt verarbeitet zu werden. Im übrigen kann der Kaolin nur als Ergebnis vulkanischer Tätigkeit angesehen werden und wird also seine besondere Entwicklung in den Perioden gewaltigster vulkanischer Tätigkeit gefunden haben. Der weiten Verbreitung kaolinischer Tone im Tertiär steht die gleichfalls recht bedeutende analoger Tonschiefer im Karbon zur Seite.

Kontaktmetamorphose der Tonschiefer.

Von allen kontaktmetamorphen Gesteinen sind die aus Tonschiefer hervorgegangenen am eingehendsten untersucht und am frühesten als Kontaktprodukte erkannt worden, und den Typus eines Kontaktgesteins bildet der unter normalen physikalischen Verhältnissen am Tiefengesteinskontakt gebildete Tonschieferhornfels (engl. killas, namentlich in den Zinnerzgebieten von *Cornwall*). Daß die meisten der hierhergehörigen Vorkommnisse sich am Kontakt mit Graniten finden, ist darauf zurückzuführen, daß eben Granite unter den Intrusivgesteinen die weiteste Verbreitung besitzen. Die Art der Umwandlung aber ist keineswegs etwas speziell für granitische Gesteine Charakteristisches.

Kenntlich wird die kontaktmetamorphe Veränderung äußerlich gewöhnlich dadurch, daß auf den Schieferungsflächen kleine, länglich-rundliche, meist dunklere, selten hellere Unebenheiten entstehen, während das übrige Gestein ein normaler, grauer Tonschiefer bleibt. Aber nur unter ganz besonders günstigen Verhältnissen gelingt es, unter dem Mikroskop die genauere Zusammensetzung dieser dunkeln, bis über Gerstenkorngröße erreichenden Knoten zu erkennen, und dann zeigt sich, daß es ursprünglich gerundete, gedrungene Kristalle von Andalusit oder Kordierit waren, welche die organische Substanz des Schiefers in sich als Einschlüsse konzentrierten und so die dunkeln Flecken bilden.

Meist ist von diesen Mineralien keine Spur mehr vorhanden, und die Knoten bestehen aus feinschuppigen, von der übrigen Gesteinsmasse sich nur durch ihre reichlichen kohligen Einschlüsse abhebenden Aggregaten glimmerartiger Mineralien.

Nähert man sich der Grenze gegen das Eruptivgestein, so wird die Schieferungsfläche glänzender, und das Gestein nimmt mehr und mehr makroskopisch den Habitus eines Glanzschiefers oder Phyllits an; man erkennt dann auf den Schichtflächen deutlicher ein parallelschuppiges Aggregat von glimmerartigen Mineralien, während die schon beschriebenen Knoten in ihren makroskopischen wie mikroskopischen Eigentümlichkeiten bald vorhanden sind, bald fehlen. Nach dem allgemeinen Habitus spricht man von Knotentonschiefer und Knotenglimmerschiefer resp. Glimmerschiefer schlechtweg, oder man faßt erstere auch unter dem Namen der Fruchtschiefer, Fleckschiefer etc. zusammen. Allmählich tritt die glimmerige Beschaffenheit des Gesteins zurück, es ist ein kompakter, schwarzer, ins Violette spielender, harter, oft etwas fettglänzender, dichter Schiefer, ein Hornschiefer geworden, und schließlich geht bei gleichmäßig dichtem Charakter des Gesteins auch die Schieferung verloren, und das Endprodukt ist der hornartig brechende, dunkle Hornfels, der den höchsten Grad der kristallinischen Umwandlung der Tonschiefer unter normalen Verhältnissen bezeichnet.

Hornfelse sind rein kristallinische Gesteine, welche aus sehr verschiedenartigen Mineralien bestehen; die hier speziell in Betracht kommenden, aus Mineralien, deren Zusammensetzung



Fig. 116. Siebstruktur in Granat. Glimmerschiefer, Zopetspitze am Großvenediger.



Fig. 117. Helizitische Struktur in Kordierit. Kordierithornfels, Silberberg, Bayr. Wald.

sich aus jener der Tonschiefer ableitet. Ihre Struktur besitzt eine Reihe von Eigenheiten, einmal darin, daß die einzelnen, größeren, makroskopisch übrigens selten bestimmbaren Bestandteile nicht nur mit Einschlüssen von Graphit, sondern auch mit solchen aller übrigen Mineralien des Gesteins derart überladen sind, daß nur noch der kleinste Teil eines Durchschnitts dem in Frage kommenden Mineral selbst angehört, das nur ein Netzwerk um die Einschlüsse bildet, Siebstruktur (Fig. 116, S. 219). Oder aber die Einschlüsse ordnen sich der ursprünglichen Schichtung des Gesteins entsprechend in den neugebildeten Mineralien an, helizitische Struktur (Fig. 117, S. 219), oder sie bilden den Kern des Kristalls, Perimorphosen, oder sind endlich in zonarer oder sonst gesetzmäßiger Anordnung in demselben verteilt, wie z. B. der Graphit im Chiastolith (Fig. 118). Unter all diesen wechselnden Verhältnissen erscheint in den Kontaktgesteinen der Reichtum an Einschlüssen als bezeichnende Eigenschaft, welche auf eine geringere Beweglichkeit der Moleküle hinweist, als sie im schmelzflüssigen Zustand vorhanden ist. Auch fügen sich in denselben die einzelnen Individuen in weniger innigen Verhältnissen und meist mit geradlinigen Konturen zusammen, ähnlich den einzelnen Teilen eines Pflasters, und gerade für die hier besprochenen Hornfelse ist die Pflasterstruktur eine bezeichnende Erscheinung.



Fig. 118. Chiastolith in Chiastolithschiefer. Gunildrud am Ekernsee, Norwegen. (Nach E. Cohen.)

Die wichtigsten Mineralien, welche solche Tonschieferhornfelse zusammensetzen, sind: Andalusit (Andalusithornfels, Astit), Kordierit (Kordierithornfels, Aviolit) und Almandin, lokal auch Staurolith, neben Glimmer und Chlorit sowie dem wohl nie fehlenden Quarz. Spinelle in kleinen grünen Oktaedern sind verbreitet; Korund in tafeligen, schlecht ausgebildeten Kristallen tritt häufig hinzu, an Stelle der Tonschiefernädelchen kommt Rutil in größeren Kristallen, lokal auch Anatas und Titaneisen vor. Die organische Substanz wird zu Graphit, der als Pigment, unter dem Mikroskop als feinster Staub, vorhanden zu sein pflegt und namentlich einzelne Bestandteile, wie den Andalusit, erfüllt. Er wurde fälschlich als Graphitoid bezeichnet.

Hornblende beobachtet man in zahlreichen Fällen, sie bildet besonders häufig dünne, aber nicht allzukleine, oft auch in schuppige Aggregate zersetzte

Garben auf den Schichtflächen der Gesteine, Garbenschiefer (Fig. 119); stellenweise sind auch Feldspate zu ausgedehnter Entwicklung gelangt, und das ganze Gestein nimmt dann mehr den Charakter von Gneis an, Sedimentgneis, Paragneis oder Kornubianit- (d. h. Hornfels-) gneis.

Einzelne der Mineralien der Hornfelse, namentlich Granat, Zoisit, Andalusit, Hornblende sind oft als mehr oder minder deutliche, meist aber nicht sehr vollkommen begrenzte Einsprenglinge in der dichteren Grundmasse entwickelt, die aber aus ganz abweichenden Gesteinsbestandteilen, z. B. Quarz, Kordierit, Albit etc. zusammengesetzt ist, im Gegensatz zu den Porphyren, bei welchen Einsprenglinge und Grundmasse ähnliche Zusammensetzung haben. Andere Bestandteile beteiligen sich namentlich an den helizitischen Bändern, welche, der ursprünglichen Schichtung entsprechend und als einzige Überreste derselben, die einzelnen Bestandteile des umkristallisierten Gesteins durchziehen, so der Sillimanit, welcher oft an Stelle des Andalusits tritt, die Glimmer, die



Fig. 119. Garbenschiefer. Zemmgrund im Zillertal ($^1/_7$ nat. Gr.).

Titanmineralien und besonders der Staub von Graphit. Lokal können aber auch andere Bestandteile, namentlich kleine Körner von Quarz sich in derselben Weise anordnen.

Die Zusammensetzung der Tonschiefer ist, wie oben betont wurde, sehr wechselnd, und dementsprechend sind die Gesteine auch in sehr verschiedenem Maße durch die Agentien der Kontaktmetamorphose verändert, viel verschiedener als man bei der oberflächlichen Betrachtung der sehr gleichmäßigen äußeren Beschaffenheit der ursprünglichen Gesteine annehmen sollte. So bilden z. B. die Hornfelse am Granitkontakt nur selten einheitliche Massen; sie werden unterbrochen von Schiefern, welche weniger weitgehend umgewandelt sind, ja selbst von solchen, die ihren Tonschieferhabitus in der Hauptsache bewahrt haben, oder in welchen lokal nur einzelne größere Andalusite ausgeschieden erscheinen, Chiastolithschiefer.

Selten sind wohl auch die Hornfelse recht gleichmäßige Gesteine; viel verbreiteter ist ein von Lage zu Lage wechselnder Habitus und eine geradezu gebänderte Beschaffenheit, welche zum Teil auf der rasch wechselnden ursprünglichen Zusammensetzung beruht (Bandhornfels), zum Teil darauf,

daß Bänder oder Linsen von Quarz, offenbar von außen hereingedrungen und namentlich an den Umbiegungsstellen der Schiefer anschwellend, sich auf den Schichtenfugen eingedrängt haben. An Stelle dieser Quarzinjektionen treten auch solche von Aplit, und die Hornfelse gehen in die normalen injizierten Schiefer über, welche S. 35 besprochen wurden. Dann setzen makroskopisch und meist auch mikroskopisch scharf getrennte Lagen das neue Gestein, den „Gneis", zusammen, die einesteils aus den normalen Bestandteilen des Hornfelses, andernteils aus jenen des Aplits bestehen, wie z. B. in den sog. Kordieritgneisen des *Bayrischen Waldes* und sonst in allerweitester Verbreitung.

Entsprechend der wechselnden Zusammensetzung der Tonschiefer sind auch die Mineralkombinationen, die sich daraus entwickeln, äußerst verschiedenartig. Wenn auch kein Zweifel darüber ist, daß echte Knoten- oder Garbenschiefer, Andalusithornfelse etc., daß Gesteine mit helizitischer oder Pflasterstrucktur den petrographischen Habitus normaler Kontaktgesteine besitzen, so sind diese Erscheinungen der Struktur doch auch häufig sehr wenig ausgeprägt. Die Umwandlung der Tonschiefer braucht durchaus nicht über die Zwischenglieder der Knoten- und Garbenschiefer zu führen: häufig genug beobachtet man in unzweifelhaft kontaktmetamorphen Schichtensystemen ähnlicher Zusammensetzung den völligen Mangel solcher deutlich hervortretender Strukturen, und dann bezeichnet der Geologe die Gesteine schlechtweg als Phyllit resp. Glimmerschiefer, womit auch gleichzeitig der Altersbegriff des Gesteins gegeben erscheint, ein Trugschluß, der allenthalben gemacht wurde. Durch einfache normale Kontaktmetamorphose gingen Tongesteine sehr verschiedenen Alters in Bildungen über, die äußerlich echte Glanzschiefer oder Glimmerschiefer sind, deren geologisches Alter aber mit ihrem kristallinischen Habitus keinen Zusammenhang besitzt.

Die unter normalen Verhältnissen makroskopisch erkennbare Grenze der Veränderung der Tonschiefer durch mächtige Intrusivmassen entfernt sich von dem Kontakt oft auf mehrere, ein bis fünf, lokal selbst sechs bis acht Kilometer, wobei aber die an der Oberfläche gemessene Entfernung häufig bedeutend größer ist als jene des in der Tiefe schlummernden Eruptivgesteins. Daß Tonschiefer auch außerhalb dieser Grenze eine wenn auch äußerlich unsichtbare Veränderung erlitten haben, und zwar wenigstens lokal auf noch viel weitere Entfernungen, ist im höchsten Grade wahrscheinlich und schon aus dem erhöhten Gehalt solcher äußerlich scheinbar unveränderter Tonschiefer an Turmalin und ihrer mikroskopisch deutlicher kristallinischen Beschaffenheit zu erschließen; Detailbeobachtungen darüber liegen aber nur wenige vor.

Geht man dann von den Gebieten normaler Kontaktmetamorphose weiter in solche, in denen sich die Umwandlung der Gesteine durch eruptive Bildungen unter den anomalen Verhältnissen der Piëzokontaktmetamorphose vollzog, so trifft man recht abweichende Mineralkombinationen. So weitverbreitet auch hier die Knotenschiefer sind, so findet man sie doch in der Hauptsache nur in den sehr weitgehend umkristallisierten, innersten Teilen, selten auch in den äußeren Zonen der Umwandlung, und

die Knoten werden hier von ebenso einschlußreichen und schlecht umgrenzten Individuen von Zoisit, Zoisitphyllit, von Granat, Granatphyllit, Chloritoid, Chloritoidphyllit, oder Albit, Albitphyllit, gebildet.

Hier herrschen Mineralien von hohem spezifischem Gewicht und oft nicht unbedeutendem Gehalt an Hydroxyl wie Glimmer, Chlorit und Sprödglimmer, mannigfache Glieder der Epidot- und Granatgruppe, Disthen, Staurolith etc. Die hier beobachteten Gesteine sind daher, soweit sie aus Tongesteinen sich entwickelten, in den inneren Kontaktzonen vorherrschend echte, zum Teil Granat, Staurolith etc. führende Glimmerschiefer, welche mit der Entfernung vom Eruptivgestein allmählich, oft aber erst in sehr weiter Entfernung in eigentliche Phyllite übergehen, die allmählich mehr und mehr den Habitus der normalen Sedimente annehmen. Diese Reihe von umkristallisierten Gesteinen, welche namentlich die Kontaktzonen der Zentralgranite bezeichnen, aber auch sonst im Kontakt mit ähnlich ausgebildeten Gesteinen auftreten, zeigen in ihrer Struktur alle Eigentümlichkeiten normaler Kontaktgesteine. Der Reichtum der Mineralien an Einschlüssen, die helizitische Struktur, die Pflasterstruktur sind hier besonders entwickelt, und es sind gerade diese Bildungen, für welche der Ausdruck kristalloblastische Struktur (1. Tl., S. 208) geprägt worden ist. Auch ein untergeordneter Gehalt an Turmalin ist in diesen umgewandelten Gesteinen ständig nachweisbar. Die hier zuletzt betrachteten Gesteine sind es vor allem, welche als der Typus der archäischen Formation angesehen wurden, bis durch die Auffindung unzweifelhafter Fossilreste die Zugehörigkeit einzelner Vorkommnisse zu jüngeren Ablagerungen über jeden Zweifel sichergestellt wurde. Die belemnitenführenden Zoisitphyllite des *Nufenen, St Gotthard* etc. in der Schweiz sind besonders ausgeprägte Knotenschiefer dieser Reihe, die Pflanzenreste enthaltenden Chloritoidphyllite der *steirischen* Graphitlagerstätten entbehren der Knoten und haben äußerlich mehr den Habitus normaler Phyllite. Beide sind an Kohle oder Bitumen reiche Schiefer gewesen und daher durch einen hohen Gehalt an Graphit äußerlich schwarz; sie wurden deshalb auch als Graphitphyllite oder Graphitglimmerschiefer bezeichnet.

Solche Bildungen trifft man in den Zentralzonen der *Alpen* in weitester Verbreitung, und wo das ganze Profil in charakteristischer Weise aufgeschlossen

ist, erkennt man die für Kontaktgesteine bezeichnende Art der Verteilung: die dem Kontakt zunächstliegenden, zum Teil stark von aplitischem Material injizierten, hochkristallinischen Bildungen gehen mit der Entfernung in dichtere und schließlich in rein klastische Sedimente über. Oder mit andern Worten: die innerste Zone ist Gneis, d. h. mehr oder minder schieferiger Zentralgranit, der sich randlich mit den Sedimenten in mannigfacher Weise verflicht; darüber folgen sog. Glimmerschiefer, dann Phyllite, welche allmählich in normale Sedimente verlaufen. Aber die Maße der einzelnen Zonen sind im allgemeinen viel bedeutender als unter normalen Verhältnissen, die umgewandelten Zonen haben oft doppelte, auch dreifache Mächtigkeit gegenüber von sonstigen Gebieten, eine Erscheinung, die unzweifelhaft der allgemeinen Zerrüttung der Gesteine zuzuschreiben ist, die sich aus den ihrer Umwandlung vorangehenden, gebirgsbildenden Prozessen ableiten läßt.

Die ungemein weitgehenden Faltungserscheinungen, welche gerade in dieser Schieferzone der *Alpen*, der sog. Schieferhülle, zu beobachten sind, haben sich vor der Umkristallisation der Gesteine eingestellt, und in bezeichnender Weise erkennt man unter dem Mikroskop in den am intensivsten gefalteten Glimmerschiefern im Quarz häufig keine Spur von Zertrümmerung, während alle möglichen Bestandteile der Schiefer die der äußerlich sichtbaren Faltung entsprechende helizitische Struktur aufweisen. Das beweist, daß die Gesteine ebenso stark gefaltet waren, wie wir sie heute vor uns sehen, bevor ihre kristallinische Umwandlung vollendet war. Während man in zahlreichen Gebieten der *Alpen* die Verbindung solcher Umwandlungen mit dem granitischen Intrusivgestein auf das schönste verfolgen kann *(St Gotthard, Großvenediger)*, trifft man in andern Teilen bald nur sehr untergeordnete Einlagerungen granitischer Gesteine *(Ötztal)*, bald fehlen auch diese völlig, und das Vorkommen solcher unzweifelhaft umkristallisierter Schiefer ohne in der Nähe nachweisbare Ursache der Umwandlung wird auch heute noch den obigen Ansichten entgegengestellt. Man zieht aus solchen Vorkommnissen den Schluß, daß ein Kontakt mit dem Eruptivgestein zu diesen Umwandlungen nicht notwendig und daß die Umkristallisation vielmehr als ausschließlich dynamometamorpher Prozeß zu denken sei. Die Gründe, welche gegen die Dynamometamorphose als Ursache der kristallinischen Umwandlung der Schiefer sprechen, wurden in der „Allgem. Gesteinskunde“ ausführlich erörtert.

Das Vorkommen hochentwickelter kristallinischer Schiefer in den *Zentralalpen* ohne Begleitung durch mächtigere Granitmassen ist auf unvollkommene Aufschlüsse zurückzuführen, indem nur die Schieferhülle des Granits selbst zu Tage tritt. Aber man beobachtet auch dann, abgesehen von der kristallinischen Beschaffenheit, in schmalen, lager- und gangförmigen Apophysen des Granits, in Pegmatiten oder massenhaften Quarzlinsen, in der Entstehung mannigfaltiger anderer Mineralneubildungen: der Titanformation etc., in Erzlagerstätten verschiedener Art und schließlich in weitgehenden chemischen Umwandlungen einzelner Komplexe die Wirksamkeit des Eruptivgesteins. Es ist kein Zweifel möglich, daß nicht der Gebirgsdruck das umwandelnde Agens der Gesteine der zentralalpinen Schieferhülle gewesen ist, sondern daß derselbe die Wirksamkeit der vulkanischen Agentien nur modifizierte, was als Piëzokontaktmetamorphose zu bezeichnen ist.

In den Kontaktgesteinen, welche aus normalem Tonschiefer hervorgingen, spielen neben eigentlichen Tonerdesilikaten namentlich Kordierit, Eisenoxydulgranat, Chlorit und Glimmer die hauptsächliche Rolle; wo dagegen Kalktonschiefer oder Mergel der Umwandlung anheimfielen, treten diese Mineralien mit Ausnahme des Glimmers und Chlorits in den Hintergrund und überlassen das Feld den Kalktonerde- und Kalkmagnesiasilikaten: Granatfelse, vorherrschend aus Kalkgranat bestehend, Epidotfelse oder Epidosite treten nun in den Vordergrund; Pyroxene, namentlich Diopsid und Fassait, und Hornblenden, besonders gemeine Hornblende, beteiligen sich oft reichlich an ihrer Zusammensetzung, Vesuvian und Gehlenit, auch Plagioklase sind verbreitet, und die Gesteine zeigen eine äußerst wechselnde Zusammensetzung. Solche Kontaktprodukte sind häufig ziemlich grobkörnig, so daß man schon mit bloßem Auge die Hauptbestandteile deutlich erkennt, und derartige Vorkommnisse der sog. Kalksilikathornfelse führen den das hornartig Dichte ihrer Struktur andeutenden Namen mit Unrecht; man bezeichnet sie besser als Kalksilikatfelse. Lokal trifft man auch hier dichte, hornfelsartige Ausbildung, so in weiter Verbreitung am *Monzoni,* wo z. B. am *Le Selle Pass* an Stelle der körnigen Formen dichte, splitterig brechende Gesteine auftreten, makroskopisch den unten zu besprechenden Adinolen nicht unähnlich und selbst unter dem Mikroskop noch so feinkristallinisch, daß von einer Bestimmung der Mineralien keine Rede ist.

In manchen Vorkommnissen ist der Turmalin in Nestern und Putzen öfter dem bloßen Auge schon deutlich, oder es ist, wie man dies namentlich an Zinnerzgängen häufig trifft, das ganze Gestein zu Turmalinfels oder Topasfels geworden.

An Stelle des Turmalins tritt der chlorhaltige Skapolith namentlich am Kontakt mit basischen Eruptivgesteinen und bildet bald größere, chiastolithähnliche Prismen, Couzeranitschiefer, oder er ist an Einschlüssen ärmer und bildet makroskopisch weiße Knoten, Dipyrschiefer; besonders charakteristisch erscheint dieses Mineral in den Kontaktgesteinen der Diabase und Lherzolithe der *Pyrenäen.*

Endlich gehören in die Gruppe der von den mineralbildenden Agentien in ihrer chemischen Zusammensetzung beeinflußten Gesteine ein Teil der sog. Kieselschiefer oder Lydite sowie der Adinole, welche gleichfalls vorherrschend am Diabaskontakt auftreten, hauptsächlich an weniger mächtige, gangförmige Vorkommnisse dieser gebunden sind und bald auf beiden Seiten eines derartigen Ganges bald nur einseitig auftreten (vgl. Fig. 63, S. 115). Es sind makroskopisch völlig dichte Gesteine mit meist dunkelgrauen bis schwarzen Farben, mit hornartig dichtem, splitterigem Bruch, öfter von mannigfaltigen

Klüften durchsetzt, auf welchen lichterer Quarz die Füllung bildet, und bei der Desaggregation in kleine, eckige Fragmente zerfallend.

Die Lydite haben Quarzhärte und sind zum Teil ursprüngliche Tonschiefer, welche am Diabaskontakt verkieselt sind (*Hof* im Fichtelgebirge), unter dem Mikroskop bestehend aus wasserklarem, sehr feinkristallinischem Quarz mit Neigung zu sphärolithischer Ausbildung, in welchem kohlige und tonige Partien in Wolken und Streifen eingebettet sind. Neben diesen kontaktmetamorphischen Lyditen gibt es aber auch solche, deren Kieselsäure zweifellos organischen Ursprungs ist, und die unter dem Mikroskop die organische Struktur, besonders von Radiolarien (Radiolarite), noch deutlich erkennen lassen. Weitere Unterschiede beider Arten sind bis jetzt nicht festgestellt.

Die Adinole (franz. cornes) sind im Gegensatz dazu reich an Albit, der mit dem Quarz zusammen die feinkörnige, klare Hauptmasse der Gesteine bildet, wie auch die gröber körnigen Kluftausfüllungen hier meist den Albit deutlich erkennen lassen. Größere Individuen von Titansäuremineralien, häufig Anatas, ferner Nadeln von Strahlstein und Körneraggregate von Epidot vervollständigen die Zusammensetzung; die ursprüngliche Schieferung des Gesteins ist durch helizitische Bänder kohliger Substanz angedeutet. Solche Adinole enthalten bei 75 % SiO_2 bis über 8 % Natron; sie gehen häufig mit der Entfernung vom Kontakt in schieferige und gebänderte Gesteine über, die Desmosite oder Bandschiefer mit reichlicher Entwicklung von Glimmer und Chlorit, welche auch gern fleckenartige, radialstrahlige Zusammenhäufungen bilden, endlich in die graulichgrünen Spilosite oder Fleckschiefer, deren kristallinische Beschaffenheit auch mikroskopisch kaum mehr hervortritt, und die namentlich durch ovale, kleine Flecken von Chlorit sich äußerlich charakterisieren. Sie stehen in der Zusammensetzung dem Tonschiefer am nächsten. Eine stoffliche Beeinflussung durch die mineralbildenden Agentien ist bei der ganzen Anordnung dieser Kontaktgesteine lokal zweifellos, aber vermutlich nicht allgemein verbreitet.

Schließlich ist zu erwähnen, daß ein großer Teil der Talkschiefer, soweit sie nicht an Serpentin gebunden sind, durch vermutlich thermale Prozesse sich aus kontaktmetamorphen Tonschiefern entwickelten, Vorkommnisse, welche bezeichnenderweise an den Granitkontakt gebunden sind, und die gewöhnlich rundliche Nester von mannigfachen Dimensionen im normalen Kontaktgestein oder auch im Granit selbst bilden. Damit wechsellagernde Kalke sind dann öfter zu Magnesit geworden (*Mautern* in Steiermark).

Sandstein

(Sand, Sandstein und Grauwacke).

Als Sand bezeichnet man alle lockern Ablagerungen, welche vorherrschend aus noch deutlich fühlbaren Körnchen bis zu solchen von etwa Erbsengröße bestehen. Über vulkanischen Sand vgl. S. 190. Der Sand ist in der Hauptsache das Produkt der durch die Verwitterung eingeleiteten Gesteinszertrümmerung; eine

Ausnahme bilden nur gewisse Kalksande, z. B. die vorherrschend aus Schalen von Organismen bestehenden Muschelsande und die am *Roten Meer* ziemlich verbreiteten Oolithsande; hierüber vgl. bei Kalkstein. Die der Verwitterung widerstehenden Gesteinsbestandteile werden durch bewegtes Wasser oder Wind gesichtet, und man unterscheidet einerseits Flußsand resp. See- oder Meeressand, anderseits Flugsand, Dünen- oder Wüstensand. Die geologisch wichtigen Sande sind weit vorherrschend Quarzsande, bestehend aus rundlichen bis eckigen Quarzkörnern, neben denen häufig etwas Feldspat und Glimmer, auch kalkige Bestandteile organischen Urprungs sowie schwarzgrüne Glaukonitkörner, Grünsand, in größerer Menge makroskopisch hervortreten. Andere schwer angreifbare Gemengteile der primären Gesteine wie Granat, Magneteisen, Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanmineralien sind fast in jedem Sand vorhanden, gewöhnlich aber in so untergeordneter Menge, daß sie erst durch Schlämmen aufgefunden werden. Die Farbe des Sandes ist wechselnd nach den Verwitterungsbezirken, aus welchen sein Material stammt. Von schmutzig gelbbraunen Farben bis zu den meist rein weißen des Dünensandes in der gemäßigten Zone, vom matten Gelb des Wüstensandes durch Rötlichgelb bis zu kräftigem Rot im Tropengürtel, wo die lateritischen Verwitterungsprodukte vorherrschen.

Die Sonderung der Bestandteile des Verwitterungsrückstandes erfolgt bei Wassertransport viel unvollkommener als durch den Wind; im ersteren Fall enthält daher der Sand tonige Bestandteile und sonstige Beimengungen häufiger und in größerer Menge als im letzteren, wie man z. B. an den Meeresküsten deutlich verfolgen kann, wo die rein alluvialen Sandablagerungen tonig und von Organismenresten durchsetzt sind, während der zu den Dünen mit ihrer ausgezeichnet charakteristischen Form (Fig. 106, S. 200) zusammengewehte Flugsand der feineren wie der gröberen Materialien völlig entbehrt. Bei den Flußsanden tritt im allgemeinen die ungleichmäßige Korngröße besonders hervor, und häufig sind hier



Fig. 120. Rippelmarken nach W. Cross.

Mischungen von Sand und Kies im Gegensatz zu der gleichmäßigen Größe der Körner im Flugsand. Die Kreuzschichtung findet sich bei beiden. Äolische Ablagerungen von Sand zeigen öfter auf den diagonalen Schichtflächen die eigenartigen Rippelmarken (Fig. 120, S. 227) und sind ferner unter dem Mikroskop durch die Rundung auch der kleinsten Quarzteilchen charakterisiert, welche beim Wassertransport durchaus scharfeckig bleiben. Steinsalz und Gips sind häufige Bestandteile des Wüstensandes; ebenso trifft man in demselben kalkige oder kieselige Konkretionen, Schwerspat, Cölestin etc.

Selten und geologisch ohne Bedeutung sind Sande, in welchen andere Mineralien als Quarz vorherrschen, so z. B. Granatsande, Magneteisensande, Monazitsande etc., in welchen die betreffenden Mineralien lokal in ziemlicher Reinheit angehäuft sind. Die Gold-, Platin-, Zinn- und Edelsteinsande oder -seifen gehören in dieselbe Rubrik, nur daß hier die wertvollen Materalien meist recht untergeordnet sind, und daß solche, fast stets fluviatile Bildungen stark mit größeren Geröllen durchsetzt zu sein pflegen, so daß sie eigentllich eher zum Kies zu stellen wären.

Der Sand als rezente Bildung hat eine ungemein bedeutende Verbreitung, besonders als Flugsand. Die Wanderdünen überschütten ganze Gebiete mit ihrem leichtbeweglichen Material, und in den Wüsten haben die Sandablagerungen geradezu regionale Ausdehnung. Aber auch unter den Bildungen früherer geologischer Perioden haben manche die lockere Beschaffenheit des Sandes bewahrt; so die silurischen Vorkommnisse bei *St Petersburg*, triassische Sande in der *Oberpfalz* und die wegen ihrer Leichtbeweglichkeit von den Bergleuten so sehr gefürchteten Schwimmsande z. B. in der *böhmischen* Braunkohlenformation. Daß auch hier wieder die geringe Verbandfestigkeit vorzugsweise den jüngsten Ablagerungen zukommt, erklärt sich nach S. 201.

Die Sandablagerungen früherer geologischer Perioden besitzen im allgemeinen nicht mehr die lockere Beschaffenheit; sie sind zu Sandsteinen geworden, von denen jene der stärker dislozierten Schichtensysteme verbandfester sind als die weniger tektonisch beeinflußten, wobei aber nicht etwa die einzelnen Quarzkörner ineinandergepreßt worden sind, sondern die Veränderung namentlich das zwischen den Körnern vorhandene Bindemittel oder Zement betroffen hat. Wie bei den Sanden ist auch beim Sandstein Quarz der weitaus vorherrschende klastische Gemengteil; am häufigsten sind Quarzsandsteine.

Außer dem Quarz ist Feldspat, meist in stark getrübten Körnern, ein häufiger, aber stets untergeordneter Bestandteil, der in der Arkose („regenerierter Granit") etwas größere Bedeutung erreicht. Im Glimmersandstein (ital. bardellone) erscheint lichter Glimmer in ziemlicher Menge schon makroskopisch sichtbar, während andere, schwer zerstörbare Mineralien der primären Gesteine wie Granat, Turmalin, Staurolith, Chlorit, Hornblende, Zirkon, Titanmineralien, Apatit, Monazit etc. fast überall untergeordnet und meist nur

mikroskopisch nachweisbar sind. Dazu kommen organische Reste, selten deutlich erhaltene Kieselorganismen, von welchen Spongiennadeln einen wichtigen Bestandteil des Hilssandsteins aus der *Hilsmulde* in Hannover darstellen; häufiger sind Kalkschalen und namentlich der Glaukonit, dessen makroskopisch schwarze, schießpulverähnliche Körnchen in den Glaukonitsandsteinen oft massenhaft hervortreten. Unter dem Mikroskop erscheint dieser saftgrün durchsichtig und läßt oft die Form von Foraminiferen in großer Schönheit erkennen.

Die Korngröße wechselt in den gleichen Grenzen wie beim Sand, mit ihrer Zunahme gehen die Gesteine in Konglomerate über. Das Korn ist bald sehr gleichmäßig und nicht allzu grob, ähnlich dem rezenten Dünen- und Wüstensand, und solche Sandsteinablagerungen, oft recht arm an Zement und dann ziemlich zerreiblich, finden sich in besonders gleichmäßigen, weitausgedehnten, mächtigen Schichtensystemen, manchmal mit der charakteristischen Kreuzschichtung (Fig. 121), ganz oder fast fossilfrei und nicht selten mit der roten Verwitterungsfarbe der Tropen. Sie sind als äolische Bildungen gekennzeichnet, und man nennt diese in den verschiedensten Formationen sich wiederholenden Bildungen wohl auch fossile Wüsten. Hierher gehören z. B. der devonische old red sandstone, ein großer Teil unseres Buntsandsteins etc.

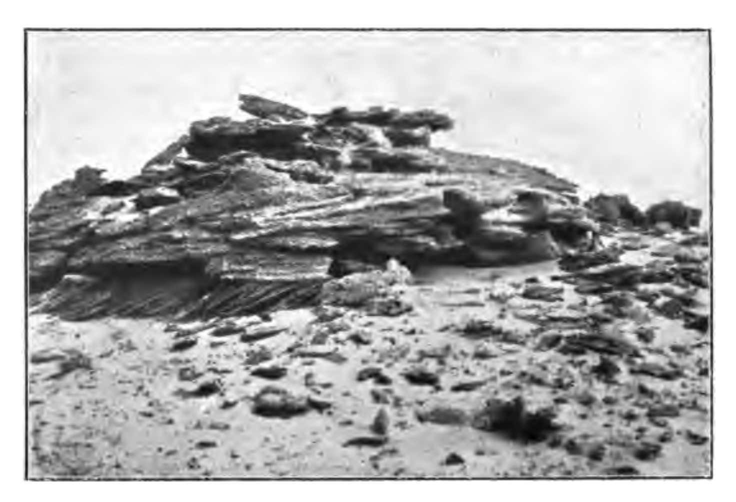


Fig. 121. Kreuzschichtung in untermiozänem Sandstein. Vadi Faregh, nördliche Libysche Wüste. (Phot. Dr E. v. Stromer.)

Unter den Keupersandsteinen in *Franken* und *Schwaben* sind dagegen recht ungleichmäßige Sandsteine verbreitet, in welchen wie im Flußsand gröbere Quarzgerölle mit feinem Sand gemischt sind, und in den Sandsteinen des Rotliegenden nimmt die Beimengung der größeren Gerölle häufig so zu, daß sich die Grenze gegen die Konglomerate verwischt. Auch unter diesen Gesteinen sind solche nicht selten, welche arm an Bindemittel sind, und ebenso trifft man in diesen lokal die Kreuzschichtung.

Andere Sandsteine sind zweifellos marine Ablagerungen, und zwar Küstenbildungen, in ihnen sind Fossilreste häufiger, meist allerdings nur als Steinkerne erhalten, und im allgemeinen trifft man dann auch reichlicheres Bindemittel zwischen den einzelnen Quarzkörnern, von welchen namentlich die kleineren sich durch recht scharfeckige Beschaffenheit auszeichnen (Fig. 122).

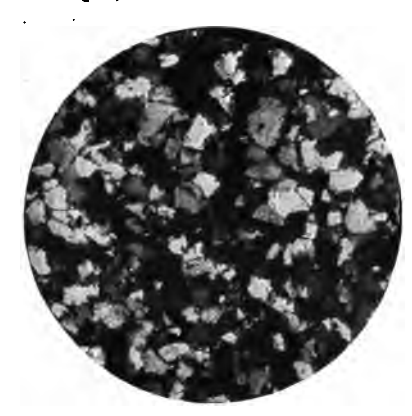


Fig. 122. Sandstein mit scharfeckigen Quarzkörnchen. Schramberg, Schwarzwald.

Die Sandsteine sind oft ungemein dickbankig und zeigen dann häufig vertikale Kluftsysteme, durch welche sich groteske Felslandschaften herausmodellieren, wie im Quadersandstein des *Elbetals* (Fig. 123), bald sind sie ziemlich dünnschichtig und gehen schließlich in eigentliche Sandsteinschiefer über. Auf den Schichtflächen stellen sich gern tonigsandige Zwischenbildungen oder wenig mächtige Tonlagen ein. Die Wellenfurchen und Rippelmarken der Wellensandsteine und die durch Austrocknen hervorgebrachten Zopfplatten wurden schon S. 203 erwähnt. Zu den häufigeren Unregelmäßigkeiten der Schichtflächen gehören auch die ausgeprägten Tierfährten der Tierfährtensandsteine, die würfelförmigen Erhöhungen, welche als Pseudomorphosen nach aus dem Boden emporgewachsenen Steinsalzkristallen (engl. hoppers) angesehen werden, wie sie heute noch in den Salzsteppen entstehen, Pseudomorphosensandstein zum Teil, und die ganz ungemein mannigfach ge-



Fig. 123. Absonderung von Quadersandstein. Adersbach in Böhmen. (Phot. H. Eckert, Prag.)

formten und sehr verschieden gedeuteten, stets scharf abgegrenzten Wülste der sog. Hieroglyphensandsteine im Flysch.

Die Färbung der Sandsteine ist sehr wechselnd, oft aber in ausgedehnten Schichtensystemen gleichbleibend, so namentlich die rote Farbe, z. B. im old red sandstone; weiße bis gelbliche Farben im Quadersandstein; graue in den in Quarzit übergehenden paläozoischen Sandsteinen der *Ardennen;* grüne in den glaukonitreichen Grünsandsteinen, welche hauptsächlich der Kreide und der Molasse angehören; schwarze bis schwärzlichgraue in den durch organische Substanz gefärbten Kohlensandsteinen des Karbons etc. Andernteils findet oft ein schichtenartiger Wechsel in schmalen Lagen statt, so wechseln manchmal im Buntsandstein rote und gelbliche oder graulichgrüne Lagen miteinander ab, andere sind meist in eben diesen Farben geflammt (franz. grès bigarrés) und von ganz unregelmäßig verteilter Färbung. Der durch zahlreiche runde, braune Flecken gezeichnete Tigersandstein endlich verdankt diese Erscheinung der Auswitterung mangan- und eisenhaltiger Dolomitpartien.

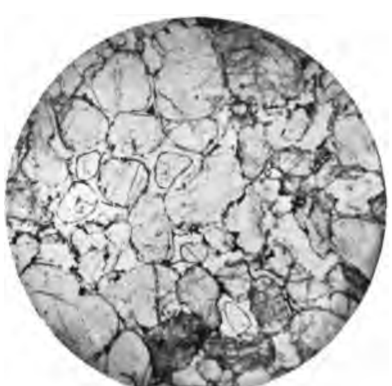


Fig. 124. Kristallsandstein, Erbach, Odenwald.

Man teilt die Sandsteine im allgemeinen nach ihrem Zement in:

1. Kieselsandsteine, in welchen ein untergeordnetes, quarziges Zement die einzelnen Sandkörner untereinander verkittet. Dann ist die ursprüngliche klastische Struktur bald noch für das bloße Auge deutlich, bald erst bei aufmerksamer mikroskopischer Beobachtung zu erkennen; die Sandsteine gehen in die gleichmäßig eckig-splitterigen Quarzite über. In den Kristallsandsteinen ist das Zement als Fortwachsung der Sandkörner erkennbar (Fig. 124) und hat die Tendenz, diese zu Kristallen auszuheilen; sie haben öfter eine charakteristische, zuckerkörnige Struktur. Unter dem Mikroskop trennt sich die klare Hülle des neugebildeten Quarzes durch eine dünne Lage von Eisenoxydhydrat von dem abgerollten, an bandförmig angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen häufig reichen klastischen Kern. In einzelnen Kieselsandsteinen wird auch Chalzedon als Bindemittel angegeben, und untergeordnet erscheinen Opalsandsteine, in welchen bald gemeiner bald edler Opal das Zement bildet. Während man die Verkieselung der mit Quarz verkitteten Sand-

steine wohl nicht mit Unrecht auf die leichtbewegliche amorphe Kieselsäure zurückführt, welche die Reste von Kieselorganismen zusammensetzt, scheint jene von Opal im allgemeinen mit thermalen Prozessen in Verbindung zu stehen, so namentlich jene in den Opalsandsteinen von *Neusüdwales.*

2. Tonsandsteine mit sehr wechselnden Mengen von tonigem Zement sind die verbreitetsten unter den Sandsteinen, bald graulich oder gelblich gefärbt, bald lebhaft rot, wenn das Bindemittel lateritisch ist, eisenschüssiger Sandstein, bald schwarzgrün, wenn reich an Kohle, oder durch Glaukonit grün. Die verhältnismäßig seltenen und nur in der Nähe primärer Kaolinlagerstätten auftretenden Kaolinsandsteine sind rein weiße, meist sehr wenig verbandfeste Bildungen, welche sich auch durch das geringe Maß der Abrollung der Quarzkörner als wenig weit transportierte Bildungen zu erkennen geben (*Hirschau,* Oberpfalz), ja es treten unter solchen Verhältnissen Sandsteine auf, welche vorherrschend aus wenig abgerollten pyramidalen Quarzkristallen bestehen wie im sog. Steindeckel der Kaolinlagerstätten von *Karlsbad.* Ein charakteristischer Unterschied dieser Bildungen gegenüber den aus Verwitterungsmaterial entstandenen Tonsandsteinen besteht auch in dem völligen Mangel an Apatit und in dem reichlichen Vorkommen von völlig frischem, mikroskopischem Monazit und Xenotim, welche in den andern, wenn überhaupt erkennbar, ganz trübe sind.

Die größere oder geringere Menge des tonigen Bindemittels und die wechselnde Kompaktheit dieses selbst bedingen einen großen Wechsel in der Verbandfestigkeit der Tonsandsteine, von welchen die verbandfestesten solche mit mittlerem Gehalt an Zement in stark dislozierten Gebieten sind. Mikroskopisch beobachtet man in ihnen öfter intensive Kataklasen. Mit der Zunahme des Bindemittels werden sie gerne schieferig, Sandsteinschiefer, und gehen in sandige Tonschiefer über. Besonders verbreitet ist dieser Übergang in den paläozoischen Grauwacken, deren mittlere Typen tonige Sandsteine von grauer, selten bräunlicher und gelblicher Farbe mit allen möglichen kleinen Gesteinsfragmenten sind, meist von großer Verbandfestigkeit und oft mit phyllitartig glänzendem, etwas kristallinischem Bindemittel. Sie führen einesteils zu Konglomeraten, andernteils zu den Grauwackenschiefern hinüber.

Sandsteine mit kalkig-tonigem Bindemittel sind die Mergelsandsteine (ital. macigno), die häufig sehr reich an kleinen Glimmerfetzen sind, zu diesen gehören z. B. die meisten Molassesandsteine. Sie gehen über in die

3. Kalksandsteine, in welchen das Bindemittel Kalkspat ist, welcher bald als dichter Kalk zwischen den Sandkörnern verteilt ist und dann oft seine organische Form noch erkennen läßt, bald den Sand in großen Kristallkörnern durchtränkt, deren Spaltungsflächen dem Bruch ein schimmerndes Aussehen verleihen. Im letzteren Fall wurde der Kalkspat von den zirkulierenden Gewässern abgesetzt, und seine Kristallkörner umschließen oft über 75 % Quarz; manchmal erfolgt dieser Absatz auch kugelschalig und bedingt die eigentümliche Verwitterung solcher Kugelsandsteine (Fig. 125), oder aber die Menge des zugeführten Kalkes genügte nicht, um den ganzen Sand zu verkitten, dann liegen Gruppen ganz mit Quarzkörnern durchsetzter Kalkspatkristalle, kristallisierter Sandstein (Fig. 126), im losen Sand. Auch wittern aus Kalksandsteinen öfter solche Kristallgruppen aus und lassen mehr oder minder gut begrenzte Hohlräume zurück, Pseudomorphosensandstein zum Teil.



Fig. 125. Kugelige Verwitterung von Kalksandstein. Mittlerer Buntsandstein, Burfelden, Odenwald.



Fig. 126. Kristallisierter Sandstein von Fontainebleau bei Paris.

In Wüstengebieten findet sich unter ähnlichen Erscheinungen auch der Gips in Kristallen mit bis 60 % Sand, und die Gipssandsteine haben öfter einen den kristallisierten Kalksandsteinen ähnlichen Bruch. Endlich trifft man, z. B. bei *Kreuznach*, sandige Konkretionen von Barytkristallen, welche in Barytsandstein hinüberführen, bei *Oppenheim* in Rheinhessen ebensolche von Cölestin; in beiden Fällen scheinen Mineralquellen die Ursache dieser Bildungen zu sein. Der dichte Kalk als Bindemittel ist oft dolomitisch, und es entwickeln sich eigentliche Dolomitsandsteine.

In dieser ganzen Gruppe von Sandsteinen sind die Farben vorherrschend licht: weiß, gelblich oder graulich, nur selten, und zwar namentlich durch Kohle dunkler grau. In den seltenen, meist braunschwarzen bituminösen Sandsteinen, welche namentlich im Ausgehenden der Petroleumlagerstätten vorkommen, bildet Bitumen das Bindemittel, so in dem tertiären Pechsand von *Pechelbronn* im Elsaß, während die Petrolsande lockere, von Petroleum imprägnierte, technisch sehr wichtige Ablagerungen darstellen.



Fig. 127. Cerithiensandstein, Sommerberg, Weinheim bei Alzey.
(Ca $^1/_2$ nat. Gr. — Phot. Prof. Dr Klemm.)

Gleichfalls durch organische Substanz rostbraun gefärbt ist der lockere Ortstein, Ur oder Alios, welcher in sandigen Waldgebieten sich im Boden bildet. Diese von Humussubstanzen durchsetzten Sande sind wasserundurchlässig und bilden die Ursache fortschreitender Vermoorung. Von ähnlicher, brauner Farbe, deren Ursache aber das Eisenoxydhydrat ist, erscheinen die Eisensandsteine, meist ziemlich kompakte und schwere Bildungen, die besonders in Form von Konkretionen in eisenärmeren Sandsteinen auftreten.

Ungemein mannigfach sind konkretionäre Gebilde in den Sandsteinen, unter welchen die meist lettenähnlichen Tonputzen der Gallensandsteine wohl primäre Nester sind. Echte Konkretionen sind die Drusen mit Quarz-, Kalkspat-, Cölestin- und Schwerspatkristallen, die Knollen von Dolomit, Hornstein, Feuerstein und Karneol, welche öfter ganze Lagen bilden, so z. B. im *badischen* Buntsandstein, und in denen auch Flußspat nachgewiesen ist, Knollen von Phosphorit, wie sie namentlich die Grünsande der *nordfranzösischen* Kreide oder die Phosphoritsandsteine

Podoliens massenhaft führen, Knollen von Brauneisen, die oft hohl sind, Adlersteine; Kugeln von Schwefelkies, Klumpen von durch Brauneisen verkittetem Eisensandstein; kleine Kohlenflöze in der Lettenkohle, Bernstein in der wenig verfestigten blauen Erde des *Samlands* etc. Erzimprägnationen finden sich öfter in Sandsteinen, so kleine Putzen von Bleiglanz in dem Knottensandstein von *Commern*, Cerussit als Zement im Bleisandstein bei *Freyhung* in der Oberpfalz, Kupferlasur und Malachit zu *Chessy* bei Lyon und mit Volborthit zusammen in den dyassischen Kupfer- oder Volborthitsandsteinen an der Westseite des *Urals*.

Zahlreiche Sandsteine, besonders solche, die mehr Bindemittel führen, enthalten reichlich Fossilien; so trifft man z. B. in dem graulichgrünen, tonigen Schilfsandstein von *Stuttgart* Equiseten und Kalamiten, in den Blättersandsteinen von *Mainz* wohlerhaltene Blätter etc.; analog sind die Spiriferen-, Thalassiten-, Numuliten- und Muschelsandsteine (Fig 127), in welchen die organischen Reste oft nur als Steinkerne vorhanden sind.

Die chemische Zusammensetzung der Sandsteine ist entsprechend der Variabilität des Mineralbestandes sehr wechselnd; manche Quarzsandsteine und daran sich anschließende Quarzite enthalten über 90 %, ja bis 98 % SiO_2, in andern sinkt der Gehalt mit der Zunahme der Beimengungen auf 50 % und darunter, und der dann sehr wechselnde Bestand ergibt sich aus der Zusammensetzung des die Quarzkörner verkittenden Bindemittels.

Die Verbreitung der Sandsteine in den verschiedenen geologischen Formationen ist ungemein bedeutend; von den präkambrischen, quarzitähnlichen Sandsteinen *Nordamerikas* bis zu den jüngsten Formationen sind wohl in allen Gruppen reichlich Sandsteine bekannt, unter welchen einige ausgedehnte Ablagerungen bilden und von großer Bedeutung für den Aufbau der fossilführenden Formationen sind. Zu erwähnen sind besonders: der Potsdamsandstein des Kambriums in *New York*, der old red sandstone im *englischen* Devon, die karbonischen Kohlensandsteine, die Buntsandsteine oder new red sandstone, die Keupersandsteine *Süddeutschlands*, die verschiedenen Sandsteine der Kreide, wie der Quadersandstein und Plänersandstein, die tertiären Karpathen- und Wiener Sandsteine, der in Diabastuff übergehende Taviglianazsandstein der *Alpen*, die Braunkohlen- und Molassesandsteine und schließlich die rezenten Meeressandsteine.

Die typische Form des Auftretens der Sandsteine ist die Schicht, oft allerdings sehr wenig ausgeprägt und durch Kreuzschichtung mehr oder minder verdeckt. Man trifft sie gerne in transgredierender Lagerung diskordant über

den erodierten, älteren Sedimenten, da sie bald Wüsten- bald Strandbildungen sind; in beiden Fällen sind sie nicht selten unterlagert von dem sog. Bodenkonglomerat. Auch bei den Sandsteinen trifft man öfter ausgesprochene transversale Schieferung, welche auf den Gebirgsdruck zurückzuführen ist. Solche Gesteine zeigen auch intensive Kataklasen im Quarz, besonders in den Übergängen von Sandstein in Quarzit (Fig. 128).

Gegenüber von den Atmosphärilien verhalten sich die Sandsteine äußerst verschieden: während namentlich der kompakte Quarzsandstein ein fast unverwüstliches Material darstellt, das aber wegen seines unregelmäßigen Bruches und seiner Härte meistens nur als Straßenschotter Verwendung findet, trifft man bei tonigen und kalkigen Sandsteinen recht wechselnde Verhältnisse. Die verbandfesten, tonigen Sandsteine — hauptsächlich geologisch ältere Vorkommnisse — sind ungemein haltbar und widerstandsfähig, aber ziemlich leicht zu bearbeiten und daher geschätzte Bausteine. Die weniger verbandfesten sind wegen ihrer Porosität und der dadurch bedingten Wasseraufnahme in unserem Klima dem Zerfrieren ausgesetzt, das einen Zerfall zu Sand hervorbringt. Auch ohne die Wirkung des Frostes blättern solche Sandsteine leicht ab, zumal wenn kräftige Insolation mit Durchfeuchtung wechselt. Kalkige Sandsteine sind an sich viel wetterbeständiger; sie widerstehen aber der in der Luft unserer Großstädte in so hohem Maße vorhandenen schwefligen Säure nicht, welche den Kalk herauslaugt. Zahlreiche, besonders feinkörnige, tonige Sandsteine finden als Wetzschiefer Verwendung, konglomeratartige werden zu Mühlsteinen verarbeitet.



Fig. 128. Kataklasstruktur in Quarzit, Sunk, Steiermark.

Das spezifische Gewicht, welches im kompakten Kieselsandstein etwas über 2,6 beträgt, nimmt mit der Verbandfestigkeit rasch ab, und zahlreiche, technisch recht wohl verwertbare Sandsteine haben ein Gewicht von nicht einmal 2,0. Überhaupt haben öfter Sandsteine, die eine hohe Druckfestigkeit besitzen, namentlich in bergfrischem Zustand eine recht wenig feste Beschaffenheit; manche der in so großem Maße ausgebeuteten, gröber körnigen Buntsandsteine sind geradezu zerreiblich.

Kontaktmetamorphose der Sandsteine und Grauwacken. Wo sich Sandsteine in dem Kontaktbereich eines Tiefengesteins finden, haben auch sie eine Veränderung erlitten, welche aber in der Hauptsache auf das Zement beschränkt bleibt und die klastischen Quarzkörner selbst häufig ganz unverändert läßt. Zementarme Sandsteine lassen äußerlich kaum eine merkliche Veränderung erkennen, während z. B. in solchen, scheinbar unveränderten Massen eingelagerte Tonschiefer in normaler Weise umgewandelt sind. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die klastische Struktur, welche dem bloßen Auge ganz un-

verändert erscheint, wesentlich undeutlicher geworden ist; die einzelnen Quarzkörner bilden ein mehr kristallinisches Mosaik, dessen einzelne Körner bald mehr ebenflächig nebeneinanderliegen (Fig. 129), bald miteinander verzahnt sind (Fig. 130); die tonigen und kalkigen Bestandteile des Zements aber haben zu der Bildung ähnlicher Mineralien Anlaß gegeben, wie sie bei der kontaktmetamorphen Umbildung der Tonschiefer und Mergel beschrieben wurden, und dünne Häutchen von Glimmer, Chlorit und Chloritoid umflasern dann die Quarzkörner der nun als Quarzphyllit bezeichneten Gesteine. Nadeln von Sillimanit, Körner von Zoisit und Epidot, Feldspataggregate, ferner Magneteisen, Rutil etc. sind oft zur Ausbildung gekommen, während die organische Substanz zu feinpulverigem Graphit wurde, Graphitquarzit. Je mehr das Zement vorherrscht, desto leichter werden auch die Quarzkörner von dem Umkristallisationsprozeß aufgelöst, und die Gesteine nehmen den Charakter echter Glimmerschiefer und Hornfelse an.

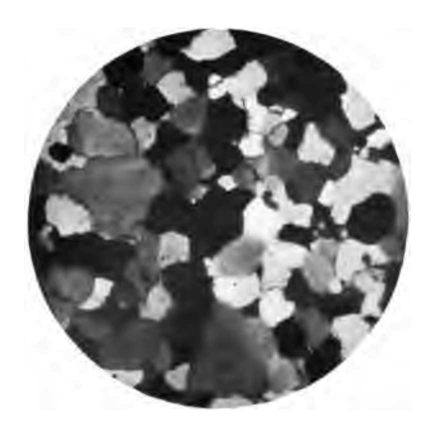


Fig. 129. Pflasterstruktur. Quarzit, Sunk, Steiermark.



Fig. 130. Verzahnte Struktur. Quarzit. Perosa, Kottische Alpen.

Deutlicher tritt die Beeinflussung durch Ergußgesteine hervor, welche sich in einer partiellen Schmelzung des Sandsteins, Frittung, äußert, wobei nicht selten eine Säulenabsonderung eintritt, so namentlich in den größeren Schollen, welche von den schmelzflüssigen Massen emporgebracht wurden. Ganz übereinstimmend damit ist die Veränderung der Sandsteine durch Kohlenbrände. Unter dem Mikroskop beobachtet man, daß die größeren Sandkörner gerundet und von perlitischen Rissen durchzogen sind; zwischen denselben ist in wechselnden Mengen ein Zement von Glas vorhanden, in welchem zahlreiche Trübungen zu beobachten sind, die in dünnsten Schliffen bei starker Vergrößerung als Zusammenhäufungen von Kriställchen, und zwar namentlich von Spinell und Kordierit, erkannt werden. Manchmal trifft man aber auch Einschlüsse in den Ergußgesteinen, welche ihrer Zusammensetzung nach nur aus Sandstein hervorgegangen sein können, von der ursprünglichen Struktur aber gar nichts mehr erkennen lassen; sie bestehen öfter aus kristallinischen Aggregaten mit deutlichem, auch im Dünnschliff noch blauem Kordierit und schuppigen Aggregaten von Tridymit; endlich trifft man

völlig zu Glas geschmolzene Einschlüsse von Sandstein, Buchit (*Roßberg* bei Darmstadt).

Anhangsweise muß hier der Gelenksandstein erwähnt werden, der als schmale Einlagerung in sandig-phyllitischen Gesteinen, dem sog. Itakolumit (Berg *Itacolumi* bei Ouro Preto, Minas Geraes) vorkommt. Seine geologische Bedeutung ist gering, wegen der Biegsamkeit aber, welche selbst dickere Platten desselben besitzen, hat er eine gewisse Berühmtheit erlangt. In reinstem Zustand besteht er nur aus Quarzkörnern, die miteinander auf das innigste verzahnt, aber nicht miteinander verwachsen sind (Fig. 131). Man vermutet, daß dies davon herrührt, daß ursprünglich dünne Häutchen irgend welcher Mineralien an den Berührungsstellen der Körner vorhanden waren, welche deren Zusammenwachsen hinderten, und die später herausgelöst wurden. Jedenfalls aber beweist die Abbildung mit Sicherheit, daß es sich nicht um mechanisch ineinander gepreßte Körner handelt. Der Itakolumit selbst ist nicht biegsam, meist ziemlich serizitisch, und geht öfter in Konglomerate über; in ihm findet sich ein Teil der brasilianischen Diamanten, er enthält ferner akzessorisch neben Eisenglanz und Magneteisen gediegenes Gold. Die ganze Gesteinsbeschaffenheit wie die geologische Verbindung mit „kristallinischen Schiefern“ lassen ihn als metamorphisches Gestein erscheinen, aber sicher nicht als dynamometamorphes, denn die Kataklasstruktur, welche nirgends so deutlich auftritt als in gepreßten Sandsteinen, fehlt dem Itakolumit völlig.

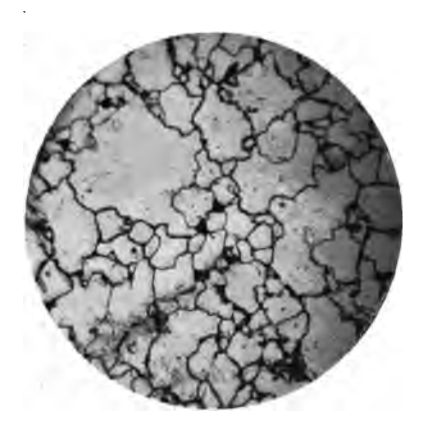


Fig. 131. Verzahnte Struktur. Itakolumit, Ouro Preto, Brasilien.

Konglomerate und Brekzien.

Wenn die gröberen Rollstücke, der Kies und Schotter, wieder zu Gesteinen verfestigt sind, bezeichnet man diese als Konglomerate (franz. poudingue). Sie bestehen bald hauptsächlich aus grobem Material, zwischen welchem wenig Sand und Ton oder Kalk das Bindemittel abgeben, wie dies in den fluviatilen, alluvialen und äolischen Bildungen die Regel ist (Fig. 132), oder das feinere Bindemittel herrscht mehr oder weniger vor und umschließt dann gewöhnlich neben kleineren Geröllen sehr große und neben gerundeten auch wenig abgerollte Gesteinsbruchstücke; das ist der Charakter der Moränen, und solche, oft mit gekritzten Geschieben durchsetzte Konglomerate sind glazialen Ursprungs.

Die Gerölle bestehen zum Teil nur aus einer Gesteinsart, einfache Konglomerate, hierher gehören die Granitkonglomerate oder solche, die aus Pegmatiten hervorgingen, in denen öfters größere Feldspate und namentlich reichlich Turmalin vorhanden sind. Am wichtigsten sind die so verbreiteten Quarzkonglomerate, welche im allgemeinen die Reste der

Quarzadern und Gänge in den durch Verwitterung desaggregrierten Gebirgsteilen darstellen. Zu diesen gehören die zu Mühlsteinen verarbeiteten Konglomerate des millstone grit im Oberkarbon oder die als banket (holl. Mandelzucker) bezeichneten, goldführenden Konglomerate des *Witwatersrandes* und die Dattelquarze Schlesiens mit ihren dattelförmigen Geröllen. Analog ist der eozäne Puddingstein, der vorherrschend aus der darunterliegenden Kreide stammende Feuersteingerölle, daher auch Flintkonglomerat genannt, in quarzigem Bindemittel enthält. Dagegen ist die Kalknagelfluhe der *Voralpen* vorherrschend ein Kalkkonglomerat in kalkigem Bindemittel.



Fig. 132. Konglomerat. Nagelfluhe, Überfälle bei München.

Zusammengesetzte oder polymikte Konglomerate können dagegen sehr verschiedenartige Gerölle gleichzeitig enthalten, wie die bunte Nagelfluhe am Nordrand der *Schweizer Alpen*, die Gerölle aller möglichen kristallinischen Gesteine, vorherrschend natürlich solche von sehr harten, in bunter Mischung enthält, wie die Sparagmite *Norwegens* (griech. sparagme, Bruchstück), welche in wechselnder Beschaffenheit eine fossilfreie Zone über den sog. kristallinischen Schiefern bilden, oder die ganz jungen Ablagerungen der braunen, eisenschüssigen Tapanhoakanga in *Brasilien*, welche eine verfestigte Goldseife darstellt.

Besonders wichtig unter diesen vielgemischten Konglomeraten ist aber der Verrukano (*Verruca* im Pisanergebirge) oder Sernfit (*Sernftal* in Graubünden), in der Hauptsache ein Quarzkonglomerat mit zahlreichen Geröllen von Quarzporphyr und andern Gesteinen, meist wohl von jungpaläozoischem Alter, in welchem oft weitgehende Metamorphosen stattgefunden haben, so daß der eigentlich klastische Charakter der Gesteine in vielen Fällen kaum mehr kenntlich ist. Die ganz serizitisch gewordenen Gesteine sehen oft augengneisähnlich aus, und man betrachtet diesen umgewandelten Verrukano als eine typische Bildung der Dynamometamorphose. Die geologischen Verhältnisse, unter welchen er sich findet, berechtigen aber keineswegs zu solchen Schlüssen, zumal der Name heutzutage hauptsächlich als geologischer Horizont aufgefaßt und unter demselben neben den ursprünglichen Konglomeraten alles mögliche durcheinandergeworfen wird, so daß auch Sandsteine und Tonschiefer, ja selbst primäre Gesteine, z. B. Quarzporphyre, dazu gerechnet werden. Verrukano ist also schließlich ein rein geologischer Name geworden, dem jede petrographische Bedeutung abgeht.

Konglomerate finden sich in allen geologischen Formationen; daß in bestimmten Horizonten solche besonders hervortreten, wurde schon angedeutet und hat seine Ursache in verschiedenen geologischen Erscheinungen: einesteils in den durch Hebungen und Senkungen bewirkten kontinuierlichen Verschiebungen der Küstenlinien und damit auch der für die Brandung charakteristischen Konglomeratbildungen, andernteils in dem glazialen Ursprung ausgedehnter Vorkommnisse, deren Ablagerung von den klimatischen Verhältnissen bestimmter Teile der Erde abhängig war, die wohl ebenso kontinuierliche Verschiebungen aufweisen. Besonders bemerkenswert unter den Konglomeraten glazialen Ursprungs ist das sog. Dwykakonglomerat der *Kapkolonie,* ein Granitkonglomerat mit reichlichem, sandigem Bindemittel, das nicht nur selbt geschrammte Geschiebe enthält, sondern auch deutliche Schrammen auf seinem Untergrund erkennen läßt. Es besitzt etwa permokarbonisches Alter, d. h. es ist gleichaltrig mit echt tropischen Ablagerungen im *nördlichen Europa,* eine Erscheinung, welche für die geologische Bedeutung der Eiszeiten von hervorragender Wichtigkeit ist.

Die alluvialen Konglomerate gehen häufig ganz allmählich in. Sandsteine über, und während die eigentlichen Konglomerate fossilfrei zu sein pflegen, trifft man in diesen Übergängen öfters organische Reste. Die konglomeratischen Sandsteine des Rotliegenden und des durch Auslaugung des Eisengehaltes aus diesem entstandenen Weißliegenden und Grauliegenden; die an größeren Quarzgeröllen reichen Keupersandsteine gehören in diese Übergangsgruppe. Mit dem Hervortreten derselben ist dann gewöhnlich auch eine deutliche Schichtung verbunden. Die Verbandfestigkeit der Konglomerate ist wechselnd, es gilt hier das beim Sandstein Gesagte; ihr Bruch ist meist ganz unregelmäßig. Vereinzelt findet man aber eine nicht unvollkommene, selten eine auch die Gerölle durchsetzende transversale Schieferung.

Die gröberen Gerölle der Konglomerate sind meist recht vollkommen abgerundet, wo es sich um fluviatile und alluviale Ablagerungen handelt, viel weniger gleichmäßig in den glazialen. Echte Kantengeschiebe kann man unter Umständen in den Wüstenbildungen finden. In den gerundeten Geröllen beobachtet man öfters rundliche Eindrücke, selbst an jenen der härtesten Gesteine, und findet, daß sie dort von einem Nachbargeröll berührt werden. Die Entstehung dieser Eindrücke ist sehr schwer zu erklären; man versucht dieselben auf chemische Vorgänge zurückzuführen, indem sich an besonders stark gepreßten Stellen Lösungsvorgänge eingestellt hätten. Leichter erklärt sich die Ercheinung, daß die Gerölle zerbrochen und an Ort und Stelle wieder verkittet wurden, aus der Wirkung der gebirgsbewegenden Kräfte.

Inwieweit gestreckte und eigentlich ausgewalzte Gerölle z. B. von Quarzit vorkommen, läßt sich, so oft auch derartige Beobachtungen gemacht wurden, nicht mit Sicherheit feststellen. Wahrscheinlich ist die Erscheinung bei den bekannten physikalischen Eigenschaften des Quarzes nicht; es dürfte sich dabei wohl eher um auseinandergequetschte Quarzlagen in tonigen Schichten handeln, welche ähnlich den später zu besprechenden Flaserkalken eine gestreckten Konglomeraten nicht unähnliche Beschaffenheit annehmen, wie z. B. in dem norwegischen Quarzkagesteen (Quarzkuchenstein), oder gar um eigentliche Reibungskonglomerate, siehe bei Mylonit.

Unter der Einwirkung kontaktmetamorphosierender Prozesse erhalten sich die Gerölle fast stets recht deutlich, während im Zement der Konglomerate ähnliche Umwandlungen vor sich gingen, wie sie beim Sandstein beschrieben wurden. Man findet so öfter deutliche Gerölle in glimmerschiefer- oder phyllitartigem Bindemittel, wie in den Augensteinen der *Niedern Tauern,* oder das Bindemittel ist gneisartig, wie in den Konglomeratgneisen des *Erzgebirges.*

Von den Konglomeraten unterscheiden sich die Brekzien durch die eckige Form der Fragmente, welche zu festem Gestein verkittet wurden. Eigentlich sedimentäre Brekzien sind selten und von geringer Ausdehnung, nur wenige sind schichtbildend, und auch diese sind nicht aushaltend, die meisten erscheinen als Ausfüllungen von Spalten und Höhlen, in denen das aufgelockerte und zerbröckelte Nebengestein durch die zirkulierenden Wasser zu mehr oder weniger festen Gesteinen verkittet wurde, oder sie tragen den Charakter von Gehängeschutt an sich, wie die vielgemischte Höttinger Brekzie bei Innsbruck. Es gibt auch hier wieder einfache und zusammengesetzte Gesteine, zu ersteren gehören einzelne Quarzit-, Quarzporphyr- und Kalkbrekzien etc., in denen zumeist die Bruchstücke den Hauptbestandteil ausmachen und das Zement mehr oder minder zurücktritt. Bei den sog. Knochenbrekzien herrscht das sandig-tonige oder auch mergelige resp. lehmige Bindemittel häufig vor, und neben Bruchstücken von Knochen, Zähnen etc. sind namentlich Kalksteinbruchstücke vorhanden. Man unterscheidet die besonders an der Küste des *Mittelmeers* als Ausfüllung von Spalten auftretende Spalten- oder Herbivorenbrekzie, deren organische Reste vorwiegend von Pflanzenfressern herrühren, von der Knochenbrekzie der Kalksteinhöhlen z. B. der *schwäbischen* und *fränkischen Alb,* der Höhlenbrekzie im allgemeinen, die eine Karnivorenbrekzie ist. Derartige Brekzien enthalten hin und wieder vorherrschend sehr weitgehend fossilisierte Knochen und werden lokal auf Phosphorit ausgebeutet. Meist aber treten die Knochen gegenüber den Gesteinsbruchstücken, dem Sand oder Lehm, zurück, und man spricht dann eher von Knochensandstein, Knochenlehm oder Knochenton. Manche derselben erscheinen schichtbildend als lokale Fazies sonst völlig fossilfreier Sandsteine und werden dann wohl nicht mit Unrecht als Reste der Oasen einstiger Wüstengebiete angesehen, um welche sich die Tiere sammelten. Dann trifft man mannigfaltige Konkretionen von Hornstein, Kalk, Zölestin etc., Substanzen, welche lokal auch als Bindemittel des Gesteins selbst auftreten (Wichita beds, Texas).

Weitaus die meisten Brekzien aber verdanken vulkanischen oder gebirgsbildenden Prozessen ihre Entstehung. Zu ersteren gehören namentlich die Explosionstuffe (S. 193), in welchen sich die vulkanischen Auswurfsmassen mit den Bruchstücken des zersprengten Nebengesteins mischen. Auch sonst werden Tuffe, namentlich wenn sie mit dem Detritus der anstehenden Gesteine mehr oder minder vermengt sind, als Brekzien bezeichnet; hierher gehören zahlreiche Trachyt- und Bimssteinbrekzien etc. Häufiger sind aber vulkanische Brekzien, in welchen ein eruptives Gestein selbst das Bindemittel der verschiedenartigen, umschlossenen Bruchstücke bildet, die dem Nebengestein entstammen. So bilden sich an den Salbändern der

Eruptivbildungen sog. Kontaktbrekzien, deren Bindemittel Granit, Syenit, Quarzporphyr etc. ist, in denen Bruchstücke älterer Gesteine, manchmal von ähnlicher, manchmal von ganz abweichender Beschaffenheit, oft als vorherrschende Gesteinsbestandteile vorhanden sind. Besonders häufig sind sie, wo jüngere Nachschübe ein eben verfestigtes Eruptivgestein durchsetzten, und man findet manchmal den ganzen Gang von brekzienartigem Material erfüllt; hierher gehören die meisten Quarzporphyrbrekzien, Granitbrekzien etc.

Anhang:

Mylonit.

Besonders wichtig sind für den Geologen jene Brekzien, welche gebirgsbildenden Prozessen ihre Entstehung verdanken, Gesteine, welche äußerst wechselnden Habitus zeigen können. Öfter sind ganze Gesteinskomplexe in ihrem inneren Gefüge zermalmt, endogene Brekzien, ein Prozeß, der bei körnigen Gesteinen zu den verschiedenen Stadien der Mörtelstruktur führt, bei dichten und kompakten sich darin äußert, daß das Gestein bald aus eckigen bald aus ganz abgeschliffenen, aber ineinanderpassenden, schaligen Bruchstücken, Flatschen, ohne Bindemittel besteht, in welche es bei der Verwitterung leicht zerfällt, z. B. Serpentin. Andere Gesteine erscheinen durch gebirgsbildende Prozesse von zahlreichen, oft recht regelmäßig verlaufenden Adersystemen in scharfeckige Bruchstücke zerschnitten, so z. B. der Dolomit (Tafel V, Fig. 2), die dann durch leichter löslichen Kalkspat wieder ausgeheilt sind. Durch die Atmosphärilien wird dieser wieder herausgenagt, und solche Gesteine zerfallen bei der Verwitterung zu einem feinen, scharfeckigen Grus, wie dies z. B. für den Hauptdolomit der Alpen in so hohem Maße charakteristisch ist. Auch Hornstein und andere Kieselgesteine haben häufig eine ähnliche Struktur, nur daß hier die Verkittung durch lichteren Quarz erfolgte. Diesen, in ihrem inneren Gefüge erschütterten Gesteinen stehen als viel weiter fortgeschrittene Zerreibungsprodukte jene Bildungen gegenüber, die sich an den Stellen der Auslösung gebirgsbildender Kräfte, also namentlich an Verwerfungen und Überschiebungen gebildet haben, und die man als Dislokations- oder Reibungsbrekzien resp. Mylonite bezeichnet.

Zahlreich sind die Vorkommnisse von Kalksteinbrekzien, welche unter diesen Verhältnissen auftreten, wobei im allgemeinen der zu eckigen Bruchstücken zertrümmerte, „vergrieste“ Kalk

von Kalkspatadern wieder verkittet wird (Griesbrekzien) und durch den Unterschied der Färbung der beiden Teile sich oft prächtige Farbenzeichnungen einstellen. Solche Gesteine gehören zu den geschätztesten Farbmarmoren (Fig. 133).

In andern Fällen aber, und das sind die charakteristischsten Formen der Mylonite, bildet das Material der Gesteinszerreibung selbst die Grundmasse, in welcher die eckigen oder abgerundeten und oft Glazialgeröllen ähnlich geschrammten Gesteinsbruchstücke eingebettet sind, wobei bald untergeordnete Mineralneubildungen auftreten, bald solche ganz fehlen und das Gestein seine oft recht bedeutende Verbandfestigkeit dem Gebirgsdruck allein verdankt. Zumal da, wo es sich um Überschiebungen von großer Sprungweite handelt, erscheinen recht konglomeratähnliche, bunte Brekzien, welche aus Fragmenten verschiedenartiger Gesteine zusammengesetzt sind, wie z. B. das lange für glazial gehaltene Buchbergkonglomerat im *Ries* bei Nördlingen oder die Gänge von Glauch oder Glam, welche den Andesitstock von *Nagyág* in Siebenbürgen durchsetzen.

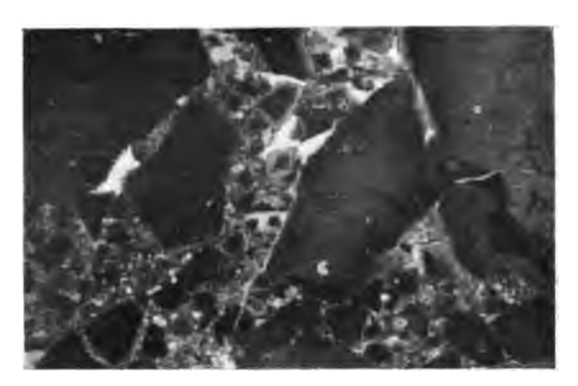


Fig. 133. Kalkbrekzie von Porta Santa, Follonica bei Grosseto, Italien.

Wo solche Verschiebungen ungleich zusammengesetzte Schichtensysteme betroffen haben, sind häufig die spröderen Lagen zerrissen worden und bilden dann eine Art meist der Verschiebung parallel gestreckter Gerölle innerhalb der bildsameren Teile, so z. B. in den norwegischen Scherbenschiefern oder Sparagmiten, wo derart zertrümmerte quarzitische Lagen von tonigen umflasert werden; dasselbe dürfte auch bei gewissen Flaserkalken zutreffen, welche die eigentliche durchflochtene Struktur zeigen, bei welcher zusammenhängende tonige Partien die im Querschnitt augenartigen Kalkbruchstüche umschließen.

Das letzte Stadium der Zertrümmerung bilden mehr oder minder gleichmäßig zerriebene, dichte, „gequälte“ Gesteine,

deren ursprüngliche Beschaffenheit völlig durch Zermahlung und Durcheinanderknetung der einzelnen Bestandteile verwischt ist, wie z. B. die Pfahlschiefer des *Bayrischen Waldes* oder die Gangtonschiefer im *Harz*. In dieselbe Gruppe gehört auch der lokal noch den Charakter einer Reibungsbrekzie aufweisende, meist aber wachsartig dichte und eigenartig maserierte Lochseitenkalk (Fig. 134), in welchem kalkige, dolomitische und tonige Bestandteile vermischt wurden, und der die eigentliche Knetstruktur in typischer Weise zeigt. Daß solche, intensiv zermahlene Gesteine von Klüften mit mannigfaltigen Neubildungen über und über durchsetzt sind, kann nicht auffallen, bemerkenswert aber ist, daß die mikroskopische Beschaffenheit der Hauptmasse selbst nirgends eine Umkristallisation erkennen läßt, und daß z. B. die aus Tonschiefer oder aus Kalk hervorgegangenen Bestandteile des Lochseitenkalks gleichmäßig die ursprünglich dichte Struktur behalten haben.



Fig. 134. Lochseitenkalk mit Knetstruktur, Lochseite bei Schwanden, Schweiz.

II. Chemische Sedimente.

Als chemische Sedimente (fälschlich auch Präzipitate genannt) faßt man die Ausscheidungen der Verwitterungslösung zusammen, welche ohne Mitwirkung der Organismen durch einfache Konzentration sich abgeschieden haben. Die hierzu notwendige Verdunstung tritt lokal in steppenumsäumten Meeresbuchten ein, andernteils aber in weitgehendem Maße in der Wüste, und die schichtbildenden, chemischen Sedimente sind daher einesteils echte Meeressedimente, andernteils Ablagerungen der Wüste, wie sie auch heutzutage in Salzwüsten und Salzsteppen in mannigfaltiger Ausbildung und zum Teil ziemlich großartiger Entwicklung entstehen *(Totes Meer)*.

Die chemischen Sedimente, welche eine geologische Bedeutung haben, sind Anhydrit, Gips und Steinsalz, in den hauptsächlichsten Vorkommnissen miteinander verbunden; sie sind, wie schon im ersten Teil eingehender gezeigt wurde, teils Bildungen des Meeres teils der Wüste. Ausschließlich mariner

Entstehung sind dagegen die lokalen Vorkommnisse der Abraumsalze *(Staßfurt, Leopoldshall)*, in welchen die leicht löslichen Mutterlaugensalze des Meerwassers, vor allem Chloride und Sulfate von Kali und Magnesia vorliegen. Vorherrschend Wüstenbildungen stellen die nicht unwichtigen Glaubersalzablagerungen des *Ebrotals* dar, welche mit Steinsalz wechsellagern; analoger Entstehung sind unzweifelhaft auch die in Ton und Sand eingelagerten Schichten von Caliche oder Chilesalpeter bei *Tarapaca* in Peru, welche mit Glauberit und Borokalzit vergesellschaftet sind. Ferner gehören hierher die Boraxablagerungen in den sog. Boraxseen der Steppen *(Tibet, Nevada)*, die Vorkommnisse von Pandermit, Boronatrokalzit etc., welche im allgemeinen mit Gips und Steinsalz zusammen in kristallinischen Knollen, zum Teil auch geradezu stockförmig vorkommen (*Panderma* am Schwarzen Meer) etc.

Chemische Sedimente im weiteren Sinn, häufig unter Mitwirkung von Algen entstanden, sind auch kalkige und kieselige Bildungen, die aber gleichfalls nur lokale Bedeutung haben. Hierher gehören die zellig-kavernösen Kalktuffe, vorherrschend aus durcheinanderliegenden, mit faserig-strahligem Kalkspat überzogenen Pflanzenstengeln und -blättern bestehend, deren Form oft auf das vorzüglichste erhalten, deren organische Substanz aber meist weggeführt ist, wodurch eine röhrige Struktur entsteht. Es sind lichte, weißliche bis gelbe Gesteine, in bergfeuchtem Zustand oft sägbar, aber an der Luft verhärtend und als Baumaterial wegen ihrer Leichtigkeit und Luftdurchlässigkeit bei nicht geringer Druckfestigkeit sehr geschätzt. Sie erscheinen oft als eine Art Konglomerat von Abdrücken von Blättern und andern Pflanzenteilen. Hierher gehört der Travertin von *Tivoli*, der auch in ziemlich kompakten, splitterig brechenden Varietäten vorkommt, oder der sog. Sauerwasserkalk von *Cannstatt* bei Stuttgart, welcher neben den Pflanzen vorzüglich erhaltene Mammutzähne und andere tierische Reste in Menge enthält etc., dessen Bildung auf die dortigen Mineralquellen zurückgeführt wird. Gleichfalls chemische Sedimente, gewöhnlich wie die Kalktuffe unter der Mitwirkung von Algen und Moosen gebildet, sind der schneeweiße, erdige Alm, Seekreide oder Wiesenmergel, der namentlich in stagnierenden Gewässern, unter Torfmooren etc. in nicht bedeutenden Ablagerungen sich bildet. Er besteht aus äußerst feinkristallinischen Körnchen von Kalkspat, mit welchem sich organische Reste, namentlich auch Diatomeen vermischen. Auch die an Süßwasserkonchilien, Landtieren und Pflanzenresten reichen Süßwasserkalke, welche bald erdig bald kompakt sind, wohl auch in Kalktuff übergehen, sind großenteils als chemische Niederschläge anzusehen; zu ihnen gehören auch die Indusienkalke, welche von kleinen vertikalen Röhren durchsetzt sind, welche Phryganiden zur Aufnahme ihrer Larven gebaut haben *(Auvergne)*. Während die besprochenen Kalksedimente, wenn auch meist in nicht beträchtlicher Ausdehnung, so doch eigentlich schichtbildend auftreten, sind die Kalksinter nur Inkrustationen von Klüften, Höhlen etc., in welchen kalkreiches, vadoses Wasser durch Verdunstung seinen Kalkgehalt in oft recht grobkristallinischer Form absetzte. Hierher gehören die prachtvollen Tropfsteinbildungen (Fig. 135, S. 246) der Höhlen in den Kalkgebirgen mit ihren von der Decke herabhängenden Stalaktiten und den diesen vom Boden entgegenwachsenden Stalagmiten, die aus radialstrahligem,



Fig. 135. Stalaktiten und Stalagmiten in der Adelsberger Grotte in Krain.

stengeligem Kalkspat mit meist schalig wechselnder, lichter und dunkler bräunlicher Färbung zusammengesetzt sind und oft oberflächlich lebhaft reflektierende Kristallflächen aufweisen.

Andere derartige Bildungen bestehen aus faserigem Aragonit, und solche zeichnen sich durch mannigfaltige Farbenzeichnung und besonders durchscheinende Beschaffenheit aus; diese treten niemals eigentlich schichtbildend auf und sind Ergebnisse juveniler Wässer. Hierher gehören die so hoch geschätzten Onyxmarmore der Industrie mit ihren weißen, goldgelben, braunen, grünlichen und selbst tiefgrünen Farben, von welchen man aus Analogie mit dem hierhergehörigen Sprudelstein von *Karlsbad* thermale Entstehung als wahrscheinlich annimmt, obwohl bei recht charakteristischen Vorkommnissen dieser Art kein irgendwie gearteter Anhaltspunkt dafür vorhanden ist, wenn sie auch besonders gern auf Klüften kristallinischer, d. h. durch Kontaktmetamorphose veränderter Kalke auftreten (*Laas* bei Meran). Auch die Erbsensteine oder Pisolithe (Fig. 136) bestehen vorherrschend aus radialstrahligem Aragonit, der konzentrisch schalige, öfter durch



Fig. 136. Erbsenstein von Karlsbad.

Lagen von Ktypeit unterbrochene, erbsengroße Kügelchen von meist rein weißer Farbe bildet *(Karlsbad, Vichy-les-Bains)*; bei ihnen läßt sich die thermale Bildung nicht bezweifeln.

Absätze von meist amorpher Kieselsäure, welche aus heißen Quellen bei deren Abkühlung gleichfalls oft unter Mitwirkung von Algen entstanden, sind die Bildungen von Kieseltuff und Kieselsinter, welche den entsprechenden Kalkgesteinen ähnlich ausgebildet sein können, aber kaum je die kompakte Beschaffenheit der Kalksinter erreichen, wohl aber häufig erdig und völlig kreideähnlich sind. Es sind zum Teil nicht unbedeutende Ablagerungen der Jetztzeit, z. B. an den Geysiren des *Yellowstone National-Park,* Geysirit, oder an den Quellen des *Rotomahana* auf Neuseeland.

Andere Bildungen, welche man wohl auch als chemische Sedimente aufgefaßt hat, wie z. B. die weißen, grobkörnigen Quarzmassen des Pfahls im *Bayrischen Wald,* die dunkelgrauen, splitterigen Schwerspatlager im Devon von *Meggen* in Westfalen oder die bald kristallinischen bald makroskopisch dichten Vorkommnisse von Flußspat, welche bei *Stolberg* im Harz, in den *Pyrenäen* etc. in ausgedehnten Massen auftreten, gehören sicher nicht hierher, sondern zu den sekundär durch Lösungen zugeführten Massen, welche man nicht als Gesteine zu bezeichnen pflegt.

Dagegen sind lokal Erzvorkommnisse, namentlich von Brauneisen und Spateisen, echte chemische Sedimente, so z. B. die aus sumpfigen Wässern sich ausscheidenden Rasenerze, die lokal im Meer sich bildenden Seeerze und ebenso die Spärosiderite, Kohleneisensteine, ein Teil der als Minette bezeichneten Eisenoolithe etc. Inwiefern auch sulfidische Erze als echt chemische Sedimente entstehen können, ist bis heute nicht mit einiger Sicherheit zu übersehen. Sehr wahrscheinlich ist diese Art der Bildung z. B. für die sulfidischen Kupfererzflitter im *Mansfelder* Kupferschiefer. Die genauere Charakterisierung all dieser Vorkommnisse aber gehört in das Gebiet der Erzlagerstättenlehre.

Anhydrit, Gips und Steinsalz.

Aus konzentrierten Salzlösungen scheidet sich das Kalksulfat im allgemeinen in der Form des Anhydrits ab, in der Begleitung von Steinsalz ist also Anhydrit meist das ursprüngliche Gestein, aus welchem erst unter der Einwirkung der Süßwasser Gips hervorgeht. Gips als ursprünglicher Absatz ist jedenfalls seltener. Die hier zusammengefaßten Gesteine sind in Wasser in ziemlichem Maße löslich, und dies veranlaßt nicht nur die oberflächliche Auflösung durch die Einwirkung der atmosphärischen Gewässer, die Gipsschlotten etc., sondern auch ausgedehnte Auslaugungen in der Tiefe, die Wasserkissen, deren Zusammenbruch zu geologischen Dislokationen führen kann. Ebenso entstehen Faltungen und Störungen in ziemlichem Maße durch die bedeutende Ausdehnung, welche der Anhydrit bei seiner Umwandlung in Gips erfährt, und die etwa $^1/_5$ der ganzen Masse beträgt. An der Erdoberfläche trifft man Anhydrit und Steinsalz nur in sehr regenarmen Gebieten; solchen gehören z. B. der gletscherähnliche Steinsalzfelsen von *Cardona* in Spanien und jene vom *Parajd* in Siebenbürgen an. Die Oberfläche zeigt den sog. Karrenfeldern ähnliche Beschaffenheit (Fig. 137, S. 248).



Fig. 137. Steinsalzfelsen vom Regen korrodiert. Szováta, Komitat Maros-Torda, Ungarn. (Phot. Prof. Schafarzik.)

Im feuchten Klima dagegen ist das Steinsalz an der Oberfläche stets weggelöst, und es sind in erster Linie salzhaltige Quellen, welche das Vorkommen desselben im Gebirge anzeigen *(Berchtesgaden)*, während der Anhydrit zu Gips umgewandelt ist. Der zu Tage stehende Gips zeigt mannigfache Korrosionsformen durch die Tagewässer (Fig. 138). Andernteils setzen die Wasser die Lösungsprodukte wieder ab, und so trifft man das Steinsalz wie den Gips häufig in Adern und Gängen, welche durch faserige Beschaffenheit sich auszeichnen, Fasersalz resp. Fasergips. Der Gips bildet besonders oft auch wasserklare Kristalle von bedeutender Größe, während der Anhydrit als Neubildung meist sehr grobkristallinische, körnige Beschaffenheit und öfter lebhaft blaue bis violette Farben annimmt. Sekundäres Salz und Gips sind dagegen häufiger rot gefärbt.

Anhydrit als ursprüngliches Sediment ist fast stets von ziemlich dichter Beschaffenheit, unter dem Mikroskop vorherrschend aus kristallinisch-körnigem Anhydrit mit eingeschwemmten Tonpartikelchen bestehend, von weißgrauer Färbung, welche durch bituminöse oder kohlige Substanz auch dunkler bis bräunlichgrau wird, durch fein verteilten Schwefelkies einen mehr blaugrauen Ton erhält, durch Eisenoxyde rot erscheint oder endlich in die bis jetzt nicht erklärte himmelblaue Färbung übergeht, welche indes häufiger an den gangförmigen Vorkommnissen auftritt. Der Anhydrit enthält meist



Fig. 138. Korrosionsformen an Gips. Hochfelln bei Traunstein, Oberbayern.

etwas Steinsalz, und mit bloßem Auge sieht man in einigen Vorkommnissen stark kohlige Dolomitkristalle, Anthrakonit, ringsum ausgebildete, flächenreiche Kristalle von Borazit, selten auch violblauen Flußspat sowie Quarzkristalle. Dünne, weiße Lagen von Anhydrit, stark zusammengefaltet zwischen dunklerem Salzton, bilden den Gekrösestein (Fig. 139).

Das hohe spezifische Gewicht des Anhydrits = 2,9, seine geringe Löslichkeit in Säuren und sein meist ziemlich kristallinischer Bruch sind charakteristisch, am sichersten aber ist der mikrochemische Nachweis: ein Körnchen des Gesteins mit einem Tropfen Wasser digeriert gibt beim Verdunsten die charakteristischen Kristalle von Gips.

Der zumeist aus Anhydrit hervorgegangene Gips ist nur selten makroskopisch deutlich kristallinisch, so z. B. die weißen, durchscheinenden Alabaster (*Castellina* in Toscana), meistens ist er sehr feinkörnig bis dicht und selbst mikroskopisch kaum diagnostisch; die Farben sind ähnlich wie beim Anhydrit und beruhen auf den gleichen Ursachen; blaue Färbung fehlt. Größere Gipskristalle sind öfter in der feinkörnigen Masse zu beobachten, ebenso die beim Anhydrit erwähnten akzessorischen Bestandteile, zu welchen hier Eisenkiesel (Hyazinth von *Santiago di Compostella*), wasserklarer oder durch Kohle schwarzer Quarz, Hornsteinknollen, Nester von Schwefel hinzutreten; auch Reste des ursprünglichen Anhydrits sind nicht zu selten. Dichter Gips ist meist tonig, Tongips oder Gipston, oder mit Bitumen, Stinkgips, oder Eisenoxyden verunreinigt.



Fig. 139. Gekrösestein, Bochnia in Galizien. (Phot. Prof. Hofmann.)

Während der Anhydrit in seinem geologischen Vorkommen völlig an die Steinsalzlagerstätten gebunden erscheint, trifft man den Gips auch ohne diese Begleitgesteine, sei es, daß das Steinsalz aufgelöst, sei es, daß es überhaupt nur zum Absatz

von Kalksulfat gekommen ist, oder endlich, daß durch Schwefelquellen kalkreiche Gesteine zu Gips geworden sind. Die ersteren Verhältnisse scheinen beim Keupergips in *Württemberg* vorzuliegen, die letzteren sind wahrscheinlich in den an Zölestin reichen Schwefellagerstätten in *Sizilien* oder in den Basalttuffen der *Hohenhöwen* im Hegau, welche lokal ganz in kristallinischen Gips umgewandelt sind.

Das Steinsalz endlich ist häufiger deutlich körnig; zumal, wenn es sehr rein ist, erscheint es recht großkörnig und gewöhnlich völlig richtungslos, aber meist mit ausgesprochener Schichtung. Feinkörnig bis dicht wird es, wenn es stark graulich oder bräunlich und mit Ton verunreinigt ist, Tonsalz, welches in den matten, graulichen Salzton oder Salzpelit übergeht. Hierher gehört auch das sog. Haselgebirge der *alpinen* Salzlagerstätten, ein mit Salz und Anhydrit resp. Gips erfüllter und von denselben mannigfach durchaderter Ton, völlig ungeschichtet und oft von ganz brekzienähnlicher Beschaffenheit.

Grobkörnige Varietäten von Steinsalz zeigen die sehr vollkommene Spaltbarkeit und sind häufig wasserklar oder durch massenhafte Flüssigkeitseinschlüsse getrübt, auch blau bis zu den tiefsten Tinten. Mittel- bis feinkörnige sind öfters rot oder gelb, wobei die Färbung nicht immer von Eisenoxyden, sondern ebenso wie die blaue von bis jetzt nicht sicher bekannten Farbstoffen herrührt, auch grüne Färbung kommt vor, welche auf Kupferverbindungen zurückgeführt wird. Durch Beimengungen von Chlormagnesium etc. sind besonders die alpinen Steinsalzvorkommnisse etwas hygroskopisch, manche selbst ziemlich zerfließlich. Bituminöse Substanzen sind äußerst verbreitet, sie bringen eine bräunliche Färbung des Salzes hervor; Einschlüsse von gasförmigen Kohlenstoffverbindungen, die meist unter hohem Druck eingeschlossen wurden, sind gleichfals nicht selten und werden beim Auflösen des Salzes oft unter energischem Zerknistern frei (Knistersalz von *Wieliczka*). Makroskopische Fossilreste sind in all diesen Gesteinen selten, dagegen sollen Foraminiferen häufiger sein. Auch Kohle trifft man in einzelnen Stücken.

Über die Bildungsbedingungen der Steinsalzlagerstätten vgl. erster Teil, S. 109. Die beiden Typen, welche dort unterschieden wurden, sind in ihren petrographischen Verhältnissen wie in ihren Lagerungsformen wohl charakterisiert. Die marine Fazies zeigt die Regelmäßigkeit ihrer Bildung besonders



Fig. 140. Jahresringe im Steinsalz von Staßfurt.

in den ausgedehnten mitteldeutschen Vorkommnissen, speziell jenen von Staßfurt; dessen gleichmäßige Bildungsbedingungen sich in den regelmäßigen, aus Anhydritlagern bestehenden „Jahresringen" des Bändersalzes (Fig. 140) deutlich zu erkennen geben, und die in ihren reichen Ablagerungen der Abraumsalze die Reste der leicht löslichen Salze der eingetrockneten Meeresteile aufbewahrt haben.

Im Gegensatz dazu stehen die Erscheinungen in der Wüstenfazies; hier ist das reine kristallinische Kernsalz untergeordnet, und die hierhergehörigen alpinen Vorkommnisse zeigen dasselbe nur in unregelmäßigen, ungeschichteten Salzzügen (Fig. 141), die keine eigentlichen Schichten, sondern eher spätere Kluftausfüllungen in dem vorherrschenden Haselgebirge darstellen. Durch die Dislokationen sind diese ursprünglich wohl grobkörnigen Absätze oft sehr feinkörnig geworden, und nur einzelne Reste größerer Kristallbruchstücke von Steinsalz sind in dem kataklastischen Aggregat übrig geblieben, „Augensalz". Bemerkenswert ist die



Fig. 141. Kernsalzzug im Haselgebirge von Berchtesgaden.

Häufigkeit der Verbindung von Steinsalz mit Kohlenwasserstoffen, welche auch bei den heute noch sich bildenden Absätzen von Steinsalz z. B. im *Toten Meer* deutlich ist, wo, abgesehen von gasförmigen Kohlenwasserstoffen, Bitumen (sog. Judenpech) in nicht unbedeutenden Quantitäten vorkommt. Diese dürften aus Organismen entstanden sein, welche von außen her zugeführt und in dem salzreichen Wasser vergiftet worden sind, deren Verwesung in der konzentrierten Sole zur Bildung von Kohlenwasserstoffen führte. Auch zahlreiche fossile Steinsalzlagerstätten, so z. B. jene der *Karpathen*, stehen in unverkennbarem Zusammenhang mit Vorkommnissen von Petroleum und Ozokerit, wie überhaupt die Verbindung der Petroleumquellen mit Sole eine durchaus konstante ist.

Da Steinsalzlagerstätten sich nur dort erhalten konnten, wo sie durch eine wasserundurchlässige Decke von der Wiederauflösung geschützt waren, erscheinen als Hangendes der Steinsalzvorkommnisse teils tonige Ablagerungen, teils sonstige undurchlässige Gesteine, wie z. B. Plattendolomit in Thüringen. Besonders häufig aber sind die marinen Bildungen nach oben abgeschlossen durch den sog. Anhydrithut, eine besonders typische Erscheinung dieser Steinsalzlagerstätten.

Die Lagerungsverhältnisse des Steinsalzes unterscheiden sich von jenen der übrigen Sedimente schon infolge der Art ihrer Bildung in mehr oder minder vertieften Mulden (*Totes Meer* bis 300 *m*), andernteils aber auch wegen der ungemein zahlreichen Störungen, welche gerade hier angetroffen werden, und die einesteils in der Leichtigkeit der Umsetzung von Anhydrit in Gips begründet sind, andernteils mit der Löslichkeit der Hauptgesteine zusammenhängen, welche zu großartigen Einbrüchen und Zusammenstürzen führt. So entstehen eigentliche Steinsalzstöcke (Fig. 142).

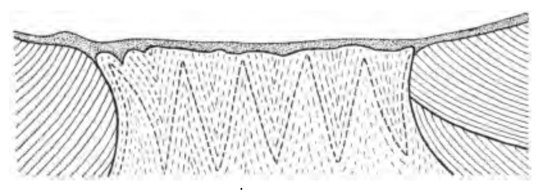


Fig. 142. Salzstock von Maros-Ujvár in Ungarn. (Nach F. Pošepný.)

Die gewaltige Mächtigkeit einzelner Steinsalzlagerstätten des marinen Typus, welche z. B. durch das Bohrloch von *Sperenberg* bei Berlin illustriert wird, welches über 1200 *m* tief in reinem Steinsalz getrieben ist, ohne dessen Liegendes zu erreichen, läßt die geologische Bedeutung dieser Salzablagerungen hervortreten, zumal derartige Vorkommnisse auch große horizontale Ausdehnung besitzen. Im Gegensatz dazu sind die Vorkommnisse der Wüstenfazies ihren Bildungsbedingungen in den untergeordneten Salzpfannen entsprechend in horizontaler wie vertikaler Richtung meist sehr beschränkt, und die Verunreini-

gung des Salzes durch Ton und Gips einerseits, durch Magnesiaverbindungen und sonstige Salze anderseits läßt diese Ablagerungen als viel weniger wertvoll erscheinen.

Steinsalzlagerstätten kennt man aus allen geologischen Perioden; in einem einheitlichen Gebiete sind sie aber im allgemeinen an einen bestimmten Horizont gebunden, da die Entstehung der großartigen marinen Salzlager wenigstens an besonders gewaltige tektonische Prozesse gebunden ist. So ist eine der ausgedehntesten Salzlagerstätten der Welt jene des *Salt range* im Pendschab, silurisch; im Karbon *Englands* und *Nordamerikas* entspringen zahlreiche Solquellen, anstehend ist das Salzgebirge dort nicht bekannt; der Dyas gehören die großartigen Salzlagerstätten *Nord-* und *Mitteldeutschlands* an; in der Trias finden sich Salzlager von größerer Ausdehnung in *Württemberg* und in den *Alpen*; spärlich sind sie im Jura (*Bex* in Wallis) und in der Kreide *(Algier)*, während das Tertiär wieder besonders reich an Steinsalz ist; hierher gehören die ausgedehnten Ablagerungen längs der *Karpathen,* jene *Spaniens, Siziliens, Armeniens, Persiens* etc.

Anschließend an das Steinsalz müssen noch kurz die Abraumsalze charakterisiert werden, von welchen hauptsächlich die Vorkommnisse von *Staßfurt* und *Leopoldshall* südlich von Magdeburg berühmt geworden sind. Das liegende und mächtigste Glied der etwa 900 *m* starken Ablagerung bildet das Bändersalz (Fig. 140, S. 251), durch etwa 7 *mm* dicke Anhydritschnüre und 8—10 *cm* breite Steinsalzbänder charakterisiert, Anhydritregion. Darüber folgt ein chlormagnesiumhaltiges, durch Polyhalit gebändertes Salz, Polyhalitregion, 66 *m* mächtig; über dieser lagern die eigentlichen Abraumsalze, und zwar ca 60 *m* die Kieseritregion, Steinsalz mit dicken Bänken von Kieserit und Nestern von Sylvin, und endlich die wichtigste, 25—40 *m* mächtige Karnallitregion, ein buntes, zerfließliches Gemisch von Karnallit, Kainit, Kieserit, Tachyhydrit etc. mit den dichten, weißen Knollen von Staßfurtit, wechselnd mit Lagen von Steinsalz und Kieserit.

Entsprechend dem lokalisierten Vorkommen chemischer Sedimente ist deren kontaktmetamorphe Veränderung nur selten zu beobachten. Steinsalz ist unter solchen Verhältnissen überhaupt nicht bekannt; dagegen kennt man Anhydrit und Gips, in welchen die klastischen Beimengungen toniger Partikel unter der Wirkung der Kontaktmetamorphose zu Disthen und Glimmer umgebildet sind, und in denen sich Neubildungen von Skapolith *(Pyrenäen)* oder Turmalin (*Val Canaria* am St Gotthard) finden. Die Beschaffenheit der Hauptmasse scheint dabei keine wesentliche Veränderung erlitten zu haben, aber es ist unter den Einwirkungen der Mineralbildner ein vollkristallinisches Gestein entstanden.

III. Organogene Sedimente.

Als organogene Sedimente sind hier alle Gesteine zusammengefaßt, welche den Organismen ihre Entstehung verdanken. Sie sind von zweierlei Art:

1. Vorherrschend aus der organischen Substanz hervorgegangene Gesteine, welche in den meisten Fällen aus Pflanzen stammen, wie die Kohlen, in geringerem Umfang aber auch aus tierischen Resten entstanden sind, wie man dies z. B. für das Erdöl annimmt; diese bilden zusammen die Gruppe der organischen Gesteine im engeren Sinn.

2. Vorherrschend aus den anorganischen Skelettteilen bestehende Bildungen, welche hauptsächlich von tierischen Organismen herrühren, in untergeordnetem Maße aber auch pflanzlichen Ursprungs sind.

Die anorganischen Teile der Lebewesen bestehen in der Hauptsache aus kohlensaurem Kalk, aus phosphorsaurem Kalk und aus Kieselsäure, und man unterscheidet unter den anorganischen Sedimenten organogener Entstehung namentlich die drei Gruppen: Kalksteine, Phosphorite und Kieselgesteine, von welchen die erste die beiden andern in ihrer Bedeutung für den Aufbau der sedimentären Formationen um ein Vielfaches übertrifft.

Kohlen.

Makroskopische Beschaffenheit. Kohlen sind dunkle, schwärzlichbraune bis schwarze Gesteine von geringem spezifischem Gewicht, Gemenge verschiedener Kohlenstoffverbindungen, deren spezielle Beschaffenheit sehr wenig bekannt ist, die man aber in der Hauptsache in die zwei Gruppen der kohligen und der bituminösen Substanzen einteilen kann. Die ersteren sind schwarz und spröde, auch unter dem Mikroskop vollständig undurchsichtig, ziemlich sicher amorph und stehen in ihrer Zusammensetzung dem elementaren amorphen Kohlenstoff nahe; inwieweit dieser selbst an der Zusammensetzung der Kohlen teilnimmt, ist unbekannt. Die bituminösen Substanzen dagegen sind von wachsartiger Beschaffenheit und meist braun gefärbt; bitumenreiche Kohlen sind daher viel milder, oft geradezu geschmeidig und haben glänzenden Strich. Unter dem Mikroskop erscheint das Bitumen als bräunliche oder gelbliche, strukturlose Masse, in welcher kleine Fäden und Tröpfchen harzartiger Körper hin und wieder vorhanden sind. Die phytogene Entstehung ist bei vielen Kohlen schon makroskopisch sichtbar, indem sie die Pflanzenstruktur mehr oder minder vollständig bewahrt haben. Unter dem Mikroskop erkennt man die Struktur oft erst deutlich, nachdem man die schwarze, kohlige Substanz mit Salpetersäure und chlorsaurem Kali weggeätzt hat.

Von der Substanz der Holzfaser führt eine ununterbrochene Reihe zum reinen Kohlenstoff, welcher als Schungit (Dorf *Schunga,* Gouv. Olonetz, Rußland) bezeichnet wird, einer splitterig brechenden, spröden, metallartig glänzenden, schwarzen Masse, die indes dem weiter unten zu besprechenden kontaktmetamorphen Graphit viel ähnlicher ist als einer unveränderten Kohle. Äußerlich einigermaßen ähnlich diesem sind die besten Qualitäten des über 90% Kohlenstoff enthaltenden, häufig schön muschelig brechenden Anthrazits, der sich durch viel geringere Leitungsfähigkeit für Wärme und Elektrizität von ersterem unterscheidet und dessen dichteste Formen im Bruch große Ähnlichkeit mit dem Obsidian (Fig. 28, S. 55) haben, von welchem sie sich durch ihren Metallglanz (Kohlenblende), geringere Härte und noch geringeres Gewicht unterscheiden; bei den schlechteren Sorten wird der Glanz allmählich ein gewöhnlicher. Solche Gesteine bilden Übergänge in die schwarze, gemeinglänzende Steinkohle oder Schwarzkohle, welche hin und wieder schon recht bitumenreich, „fett" ist, während der Anthrazit durchaus „mager", d. h. arm an Bitumen erscheint. Anthrazit (Hartkohle) ist härter ($H = 2$—$2{,}5$) und schwerer (spez. Gew. bis 1,7) als alle übrigen Kohlen; er brennt schwer, raucht, rußt und riecht dabei nur wenig und wird von Kalilauge nicht angegriffen. Die Steinkohlen (Weichkohlen) brennen viel leichter, mit heller, stark rauchender und riechender Flamme und färben öfters Kalilauge schwach gelbbraun. Ihre Härte ist geringer, und das spezifische Gewicht erreicht nur selten 1,5. Die organische Struktur ist oft durch und durch erhalten.

Unter den Steinkohlen unterscheidet man die fetten, bitumenreichen Backkohlen, welche meist weniger spröde sind und beim Erhitzen unter Abgabe von Kohlenwasserstoffen sich aufblähen und zu schlackigen Massen schmelzen, weshalb sie als Gaskohle und zur Bereitung von Koks hochgeschätzt sind. Sie brennen mit lodernder Flamme und sehen etwas fettartig aus, Fettkohlen. Kohlen mit mittlerem Bitumengehalt nennt man Sinterkohlen, da sie beim Erhitzen zusammensintern und kleiner werden, während die magern Sandkohlen oder Magerkohlen in der Hitze zu Grus zerfallen. Letztere sind gasarm und brennen mit kurzer Flamme. Zu ihnen gehören die Essekohlen für Schmiedeessen.

Nach dem Aussehen unterscheidet man die spröde Glanzkohle, oft noch mit deutlich muscheligem Bruch, manchmal mit eigenartigen, glänzenden, runden Ablösungen von etwa Pfenniggröße auf den Kluftflächen, Augenkohle, von der meist milden, oft zähen und bitumenreichen Mattkohle, welche mehr schimmernden Bruch hat. Grobkohlen brechen in groben Stücken, Schiefer-

kohle, Blätter- oder Streifkohle sind durch unreinere, tonige Zwischenlagen schiefrig, Rußkohle ist locker und erdig, Faserkohle der Holzkohle nicht unähnlich, die Kugelkohle von *Fünfkirchen* in Ungarn hat eine kugelige Absonderung etc. Pechkohlen haben pechähnliches Aussehen, gehören aber nur zum geringen Teil zu den Steinkohlen, vorherrschend sind es Braunkohlen. Sehr bitumenreiche Steinkohlen, welche zum Teil schon mehr zum Bitumen selbst gehören, sind die matte Boghead-, Brettel- oder Blattelkohle und die etwas weiter verbreitete Kännelkohle (engl. candle coal, Kerzenkohle, weil sie leicht entzündlich ist und mit leuchtender Flamme brennt); sie liefern besonders hohe Gasausbeute, sind zähe und sehr politurfähig, im Dünnschliff werden sie fast völlig durchsichtig und bestehen vorherrschend aus gelben, isotropen, eckigen Körnern. In dieselbe Gruppe gehört der Gagat (Jet, franz. jais), der in untergeordneten Partien namentlich in mesozoischen Schichten vorkommt (*Whitby* in Yorkshire) und wegen seiner rein schwarzen Farbe und Politurfähigkeit zu Trauerschmuck verarbeitet wird.

Wenn der rein schwarze Strich der Steinkohle allmählich bräunlich wird, so geht dieselbe in die Braunkohle über; solche Übergänge sind z. B. die noch rein schwarzen, glänzenden *oberbayrischen* Grobkohlen sowie einzelne Pechkohlen, welche der Steinkohle noch näher stehen, aber die Kalilauge deutlicher braun färben. Die Braunkohlen sind meist nicht arm an Bitumen; sie haben die geringste Härte und ein spezifisches Gewicht, das im allgemeinen nicht weit über 1,0 hinausgeht. Der Kohlenstoffgehalt schwankt von 75 bis 55%. Sie färben Kalilauge intensiv braun, brennen leicht mit rußender, rauchender und meist recht übelriechender Flamme, schmelzen aber im allgemeinen nicht. In den Destillationsprodukten trifft man neben jenen der Steinkohle auch die für die Holzfaser charakteristische Essigsäure.

Die Pechkohle ist oft recht spröde, pechschwarz mit muscheligem Bruch, häufig stark zerklüftet; zu ihr gehört die der Augenkohle ähnliche Kreiskohle (*Penzberg* in Oberbayern). Gemeine Braunkohle ist meist bräunlich, weniger muschelig brechend, weniger glänzend und weicher, oft mit deutlicher organischer Struktur. Moorkohle und Erdkohle sind mehr oder minder locker, von erdigem Bruch und oft stark tonig wie die Kölnische Umbra. Lignit (auf *Island* und den *Fär Øern* Surtrbrandr genannt) hat Form und Struktur des Holzes, dessen einzelne Teile deutlich zu unterscheiden sind, zu diesem gehört auch die Bastkohle. Eigentümlich ist die braunschwarze Nadelkohle, aus kleinen elastischen Nadeln zusammengesetzt, die als Faserbündel von Palmen gedeutet werden.

Wachskohle oder Pyropissit, Schweelkohle, Feuerkohle sind mehr bitumenähnliche Stoffe, von bräunlichgrauer Farbe und tonartig mattem Bruch, aber glänzendem Strich, bald mehr kompakt bald auch in feuchtem Zustand schmierige Massen, die beim Trocknen zerbröckeln. Sie sind ebenso wie manche kompakte, bitumenreiche Braunkohlen ein wichtiges Material

für die Paraffinindustrie. In dieselbe Gruppe gehört auch die aus lederähnlichen, dünnen Häuten bestehende, matte, braune Papier- oder Blätterkohle (Dysodil).

Alle Kohlen sind mehr oder minder verunreinigt; gröbere klastische Bestandteile sind verhältnismäßig selten, doch sind in den verschiedensten Vorkommnissen auch einzelne grobe Gerölle vorhanden. Die Verunreinigung besteht in der Hauptsache aus tonigen Aggregaten, welche in nicht unbedeutenden Mengen vorhanden sein können. Man bezeichnet den Gehalt an solchen als den Aschengehalt, der im allgemeinen einige Prozent beträgt, in schlechten Kohlen aber auch bis 15, ja 20 % hinaufgeht. Diese „Asche" dürfte in der Hauptsache auf eingeschwemmten Schlamm zurückzuführen sein. Akzessorisch trifft man öfters Knollen von Sphärosiderit und Hornstein in der Steinkohle. Kristalle und Konkretionen von Schwefelkies und Markasit in besonders gleichmäßiger Verteilung, von Gips und Kalkspat etc. sind in Braunkohle und Steinkohle weit verbreitet, auch Quarzkristalle finden sich. Die Salze der organischen Säuren wie Mellit und Oxalit, fossile Kohlenwasserstoffe wie Fichtelit, Hartit, Dopplerit und ebenso harzartige Körper trifft man namentlich in Braunkohle und Lignit.

Chemische Verhältnisse. Kohlen finden sich in allen geologischen Formationen. Von besonderer Wichtigkeit aber sind die Kohlenablagerungen in zweien derselben: in der Steinkohlenformation, dem Karbon, und der Braunkohlenformation, dem Tertiär; aus dem Namen ergibt sich auch die hauptsächliche Verteilung, und es ist im allgemeinen nicht zu bezweifeln, daß mit dem geologischen Alter auch der Gehalt an Kohlenstoff steigt, während gleichzeitig jener an Sauerstoff abnimmt, derjenige an Wasserstoff aber wenig regelmäßig ist. Der in den Kohlen vorhandene geringe Gehalt an Stickstoff ist in dieser Richtung nicht untersucht. Die chemische Reihe ergibt sich aus folgender Tabelle:

	Holz	Lignit	Braunkohle	Steinkohle	Anthrazit
C . . .	50	55—65	65—75	75—90	$>$90 %
O . . .	44	29	ca 20	ca 10	5—0 %
H . . .	6	6	6—3	5—0,5	3—0,5 %

Die paläozoischen Kohlen gehören den beiden letzten Gruppen an, und man kann manchmal die Beobachtung machen, daß ein und dasselbe Flöz, welches in wenig gestörten Lagerungsverhältnissen eine bituminöse Steinkohle führt, an Orten starker Störung als Anthrazit ausgebildet ist, eine Erscheinung, welche namentlich in dem großen apalachischen Kohlenfeld am Westabhang der *Alleghanykette* deutlich hervortritt. Desgleichen beobachtet man bei den Braunkohlen, daß die in stark gefalteten Gebirgen auftretenden *(Oberbayern)* sich viel mehr der Beschaffenheit der Steinkohle nähern. Auch bei den weniger bedeutenden, mesozoischen Kohlenlagern findet man eine um so größere Übereinstimmung mit Steinkohle, je stärker die Dislokationen sind. Präkarbonische Bildungen, wie die silurischen Flöze *Schottlands* und *Irlands*, enthalten öfters ausschließlich Anthrazit, und im Karbon selbst treten Anthrazit und Steinkohle häufig in abwechselnden Flözen auf.

Über die sich hieraus ergebenden Schlüsse auf die Entstehungsbedingungen der Kohlen vgl. Allgem. Gesteinskunde S. 113. Jedenfalls muß hervorgehoben

werden, daß der Graphit nicht das normale Endglied der Verkohlung ist, denn, wo Graphit aus Kohle hervorging, ist dies stets unter anormalen Verhältnissen der Fall, speziell unter jenen der Kontaktmetamorphose. Besondere Beziehungen sucht man in der allen Kohlenvorkommnissen eigentümlichen Entwicklung von Grubengas, welche zu den so gefürchteten schlagenden Wettern führt. Auf der einen Seite werden diese als Hauptstütze der Ansicht über die allmähliche Verkohlung während lang andauernder geologischer Perioden angesehen, auf der andern als Produkt der Oxydation des in den meisten Kohlen vorhandenen Schwefelkieses, welche eine Zersetzung der Kohle herbeiführen würde. Höchst wahrscheinlich aber sind diese Gase in der Kohle selbst mechanisch eingeschlossen und werden beim Brechen frei, wie auch die später zu besprechenden kontaktmetamorphen Knisterkohlen solche Gase in besonderem Maße entwickeln.

Geologisches Vorkommen und Alter. Die Kohlengesteine finden sich in sog. Flözen, wechsellagernd mit Tonschiefern, Sand-

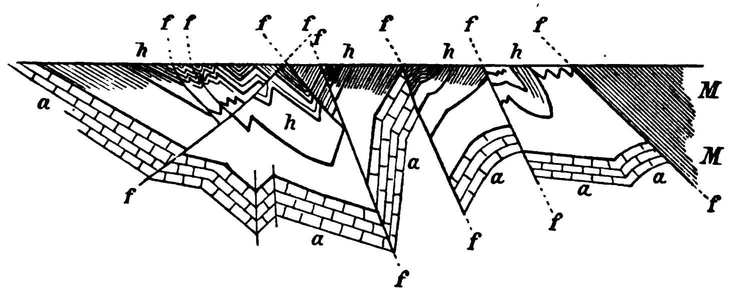


Fig. 143. Profil aus dem Kohlenbecken von Lüttich, Belgien. (Nach Gosselet.)

M Oberdevon, *a* Kohlenkalk, *h* Flözführendes Karbon, *f* Verwerfungen.

steinen und Konglomeraten; Flöze von wechselnder Mächtigkeit, sich in größerer oder geringerer Anzahl übereinander wiederholend und oft über Quadratmeilen hin durchaus gleichmäßig, sind namentlich für die Steinkohlen charakteristisch; nur, wo sie flache Mulden auskleiden, sind sie an den Rändern schwächer. Das ausgedehnteste unter den bis jetzt bekannten Flözen ist eines von *Pittsburg,* das bei annähernd gleicher Mächtigkeit von 3 *m* sich über 35 000 Quadratkilometer verfolgen läßt, wie überhaupt *Nordamerika* und außerdem *China* die ausgedehntesten Kohlenfelder besitzen. Diese aushaltende Beschaffenheit wird aber in zahlreichen Gebieten *(Belgien)* durch ungemein weitgehende Störungen und Verwerfungen unterbrochen (Fig. 143), welche einzelne Gebiete geradezu zersplittert haben, wobei die Sprunghöhe der Verwerfungen von wenigen Zentimetern bis zu Hunderten von Metern wechselt.

Die Steinkohlenflöze wiederholen sich oft in ungemein großer Anzahl, bei *Aachen* zählt man 45, bei *Mons* 110 und im *Donetzbecken* gar 225 Steinkohlenflöze übereinander. Bei Braunkohlen ist dagegen die Anzahl meist recht beschränkt, die Zahl 6 wird hier nur selten überschritten. Die Mächtigkeit der einzelnen Flöze steht gewöhnlich in umgekehrtem Verhältnis zu ihrer Anzahl. Steinkohlenflöze über 10 *m* sind Seltenheiten, Braunkohlenflöze von 15 bis 30 *m* nicht allzu selten bekannt. Die durchschnittliche Mächtigkeit abbauwürdiger Flöze bei der

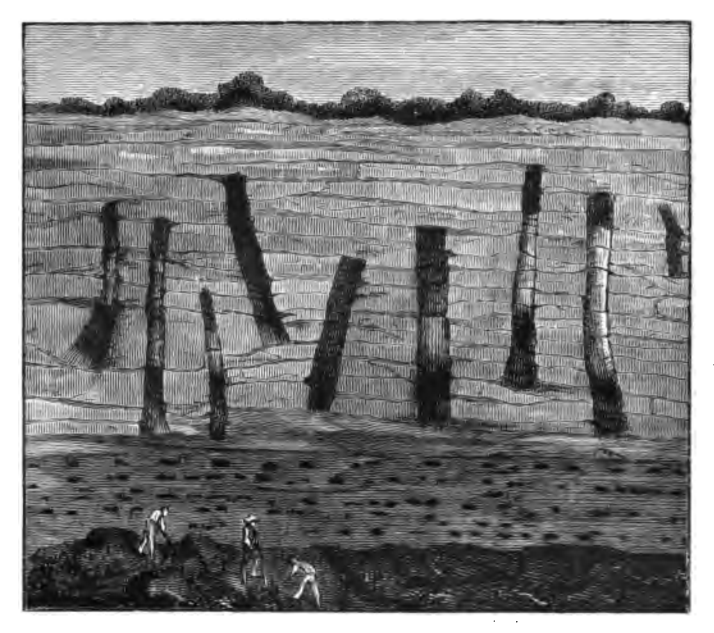


Fig. 144. Versteinerter Wald von Treuil bei St Étienne (Loire).

Steinkohle schwankt von 30 bis 125 *cm*, bei der Braunkohle muß sie verhältnismäßig bedeutender sein.

Die Kohlen sind aus Anhäufungen von Pflanzenmaterial hervorgegangen, welches im allgemeinen höher organisierten Gattungen angehörte. Nur für die im Silur vorhandenen Ablagerungen muß ein Ursprung aus Seetang angenommen werden, da aus dieser Periode höher organisierte Pflanzen nicht bekannt sind. Mächtige Farne und Bärlappgewächse vor allem setzen die karbonischen Kohlen zusammen, und man unterscheidet diese auch nach den Hauptbestandteilen als Kalamarien-, Lepidodendron- und Sigillarienkohlen. Die Flora der Braun-

kohle dagegen nähert sich unserer rezenten Flora und hat meist ausgesprochen tropischen Charakter, Nadelhölzer, Laubhölzer und Palmen bilden hier die Hauptbestandteile, und es ist bemerkenswert, daß die tertiäre Flora selbst in *Spitzbergen* den Charakter des gemäßigten Klimas deutlich zu erkennen gibt.

Namentlich in der karbonischen Kohle beobachtet man häufig, daß einzelne Stämme mit ihren Wurzelstöcken (Stigmarien) in dem Liegenden des Flözes stecken und in vertikaler Stellung durch das Flöz hindurchsetzen, in dessen Hangendes eventuell die Krone hineinragt. Man hat diese versteinerten Wälder (Fig. 144, S. 259) als Hauptbeweis dafür angesehen, daß die Kohlen autochthon, d. h. an Ort und Stelle sich bildeten, wo die Bäume gewachsen sind.

Kontaktmetamorphose der Kohlen. Zahlreiche Vorkommnisse sind bekannt, in welchen Kohlen in den Kontaktzonen von Eruptivgesteinen vorhanden sind und durch diese eine mehr oder minder tiefgehende Umwandlung erlitten haben. Wo Gelegenheit zum Entweichen der bei der Erhitzung entstehenden Gase geboten war, sind natürliche Koks hervorgegangen, wie sie z. B. am *Meißner* in Hessen am Basaltkontakt bekannt sind; in den Blasenräumen des Koks können unter Umständen auch Graphitblättchen entstehen. Wo die Umwandlung aber in der Tiefe vor sich ging, ist keine Aufblähung eingetreten, es finden sich dann zunächst am Kontakt an Stelle von Braunkohlen und Steinkohlen eigentliche Anthrazite, in welchen gleichfalls unter Umständen etwas Graphit vorhanden sein kann. Diese Umwandlungsprodukte sind öfter deutlich stengelig abgesondert (Stengelkohle) und unterscheiden sich meist von normalen Anthraziten durch ihren hohen Gehalt an eingeschlossenen Gasen, welche einerseits beim Brechen der Kohle zur Bildung von schlagenden Wettern in größerem Maße Anlaß geben, anderseits aber beim Erhitzen ein explosionsartiges Zerbersten hervorbringen, welches für diese kontaktmetamorphen Bildungen außerordentlich charakteristisch ist, deren technischen Wert aber stark herabdrückt, da die Kohle dabei zu feinem Sand wird, der durch jeden Rost hindurchfällt. Wo wenig mächtige Eruptivgänge Kohlenlager durchsetzen (*Anina* in Banat), ist die Zone dieser Knisterkohle meist nur auf einige Zentimeter vom Kontakt zu verfolgen; wo mächtigere Eruptivdecken sich über denselben ausgebreitet haben, hat oft das ganze Flöz diese Umwandlung erlitten, wie z. B. ein unter Melaphyr liegendes Flöz von *St Ingbert* in der Rheinpfalz, welches wegen der schweren Wetter vermauert werden mußte.

Noch bedeutender sind die Umänderungen von Kohlengesteinen im Kontaktbereich mächtiger Intrusivmassen, wie z. B. des Zentralgranits der *Alpen*. Unter diesen Verhältnissen erscheinen Graphitlagerstätten an Stelle der Kohlen, wobei die Umwandlung unter teilweiser Erhaltung des äußeren Habitus wie auch der Fossilreste vor sich gehen kann. Solche kontaktmetamorphe Graphitlager trifft man als echte Flöze innerhalb von gleichfalls kristallinisch gewordenen Tonschiefern und Sandsteinen; sie enthalten häufig einen äußerlich von Anthrazit kaum zu unterscheidenden Graphit, der aber

im Gegensatz zu der Kohle ein guter Wärmeleiter ist und sich daher kalt anfühlt, außerdem mit chlorsaurem Kali und rauchender Salpetersäure Graphitsäure gibt. Diesem am ähnlichsten ist der Schungit.

An einzelnen Stellen der Zentralalpen (*Paltental* in Steiermark, *ligurischer Apennin*) beobachtet man, daß mit der Entfernung vom Granit sich an Stelle des Graphits Anthrazit einstellt, der ebenso wie der Graphit selbst beim Erhitzen stark zerknistert, also die normale Eigenschaft kontaktmetamorphen Anthrazits hat. Die ausgedehnten und nicht wenig mächtigen Kohlenlager des ligurischen Apennins gehören insgesamt zu den im Kontaktbereich des Granits zu Knisterkohle gewordenen Vorkommnissen, weshalb sie technisch nur in sehr geringem Maße verwendbar erscheinen.

Anhang:

Torf.

Als Torf bezeichnet man rezente, bald lockere und filzähnliche bald zusammengepreßte und dann kompakte Massen von verwesenden Pflanzenfasern, welche sich überall dort bilden, wo intensive Durchfeuchtung des Bodens dessen Vermoosung bedingt. Der lockere Torf ist meist lichter braun und läßt die einzelnen organischen Teile noch deutlich erkennen, Rasentorf; der zusammengepreßte und kompakte Pechtorf dagegen hat mehr kohlenähnliches Aussehen. Baggertorf ist breiartig, Specktorf asphaltähnlich dicht. In chemischer Beziehung verhält sich der Torf der Holzfaser ähnlich, ist aber im allgemeinen durch eingewehten Staub stark verunreinigt, also reich an Asche, und brennt mit stinkender Flamme unter Entwicklung von dickem, meist gelbem Rauch. Nach der Entstehungsart unterscheidet man:

1. Moostorf aus Wassermoosen bestehend, welche vor allem die Fähigkeit haben, auf ihren abgestorbenen Teilen weiterzuwuchern. 2. Wiesentorf (in den *Marschen* als Darg bezeichnet) aus Riedgräsern und Binsen; 3. Heidetorf aus Heidekräutern; 4. Holztorf aus Holzteilen von Sumpfbäumen; 5. Meer- oder Seetorf aus Tang bestehend. Die Namen Faser- und Papiertorf, Torferde etc. beziehen sich auf die Struktur einzelner Arten.

Außer den Hauptbestandteilen sind noch andere organische Reste vorhanden, unter welchen solche vom Menschen, sowie Erzeugnisse menschlicher Kunst besonders hervorzuheben sind. Feinerdige, kreideähnliche Kalkniederschläge, Alm oder Seekreide sind an Torfmooren nicht allzuselten, desgleichen Absätze von Kieselgur. Ferner kommen Kohlenwasserstoffe (Fichtelit) und Harze in weiter Verbreitung vor, ebenso wie Sumpferz, Blaueisenerde, Schwefelkies und Markasit, letztere oft in Vitriol sich umwandelnd, Vitrioltorf.

Petroleum, Ozokerit und Asphalt.

Kohlenwasserstoffe als Naturprodukte besitzen eine ziemliche Bedeutung: gasförmige bezeichnet man als Naturgas, flüssige als Erdöl oder Petroleum, (griech. petros, Stein, oleon, Öl), feste als Ozokerit (griech. ozon, Geruch, keros, Wachs),

Kerosen oder natürliches Paraffin. Man trifft sie im allgemeinen miteinander vergesellschaftet; abgesehen von der meist untergeordneten Entwicklung von Naturgas in den Sümpfen, welche durch Selbstentzündung zur Entstehung der Irrlichter Anlaß geben, und der etwas bedeutenderen, welche man in den sog. Schlammvulkanen oder Salsen, meist mit Kohlensäure etc. stark verunreinigt, antrifft, sind die Vorkommnisse desselben an die hauptsächlichen Petroleumgebiete gebunden, wo sie zum Teil selbsttätig ausströmen, zum Teil erst erbohrt wurden. Im letzeren Fall ist ihre Dauer meist sehr gering, wie die Erfahrungen der Naturgasleitung von *Pittsburg* beweisen, welche 1883 auf eine Entfernung von 25 *km* angelegt, gegen 1889 völlig erschöpft war.

Die Vorkommnisse von Petroleum zeigen verschiedene Beschaffenheit und verschiedene Zusammensetzung; während in jenen der *Vereinigten Staaten* die gesättigten Kohlenwasserstoffe der Paraffinreihe den Hauptbestandteil darstellen, sind es im Naphtha von *Baku* die ungesättigten Naphthene. Äußerst mannigfaltig ist auch das Mischungsverhältnis der verschieden hoch siedenden Verbindungen: in ein und demselben Gebiete aber sind im allgemeinen die der Oberfläche zunächst angetroffenen Vorkommnisse reicher an hochsiedenden Kohlenwasserstoffen, dunkel gefärbt und weniger leichtflüssig, Bergöl oder Steinöl, häufig überhaupt teerähnlich, Bergteer. Gegen die Tiefe zu folgen leichter flüssige, die Farben werden lichter, und es sind Kohlenwasserstoffe mit niederem Siedepunkt vorherrschend. Die wichtigsten Bestandteile des Petroleums sind die Brennöle, Petroleum im engeren Sinne, deren Prozentsatz wiederum sehr wechselnd ist, bei *Baku* ist die Ausbeute durchschnittlich 35%, in *Pennsylvanien* das Doppelte davon. Bei gleichem Siedepunkt sind die Bakuöle schwerer als die amerikanischen.

Das natürliche Erdöl, Rohpetroleum oder Naphtha (persisch naphtha, Erdöl) ist gewöhnlich im durchfallenden Licht rötlich braun bis tiefbraun, in reflektiertem Licht grün bis gelbgrün, zeigt also lebhafte Fluoreszenz. Der unangenehme Geruch beruht auf Beimengungen schwefelhaltiger organischer Verbindungen. Der Bergteer ist nur in ganz dünnen Schichten durchsichtig, sonst schwarz und hat eine mehr oder minder zähflüssige Beschaffenheit. Einige amerikanische Erdöle sind reich an Paraffin, das leicht die Leitungen verschmiert, die Bakuöle

zeigen solche in geringem Maße und können daher weit geleitet werden.

Außer der Polymerisierung der Kohlenwasserstoffe, welche sich in dem Auftreten immer größerer Atomgruppen mit der Annäherung an die Oberfläche zeigt, tritt unter dem Einfluß der Luft auch eine Sauerstoffabnahme, ein Verharzen, ein, und man findet als Ausgehendes von Petroleumlagerstätten häufig Bitumen oder damit imprägnierte Kalke, den Asphalt, welche sich im allgemeinen wenigstens durch nicht unbedeutenden Sauerstoffgehalt auszeichnen.

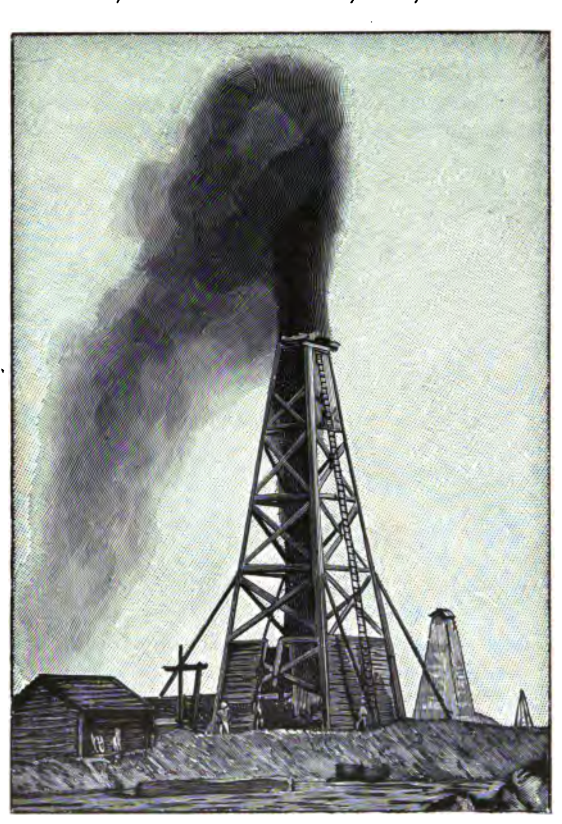


Fig. 145. Petroleumspringquelle bei Baku.

Das Petroleum hat entsprechend dem in der Erdrinde vorhandenen hydrostatischen Druck die Tendenz, emporzusteigen; da es leichter ist als Wasser, tritt es zuerst in Form von Springquellen an den Tag (Fig. 145), welche, zumal wenn noch starker Gasdruck hinzukommt, oft mit solcher Gewalt empordringen, daß die ganzen Bohrtürme nebst Inhalt weit emporgeschleudert werden. Trotzdem ist ihre Dauer meist eine ziemlich kurze — bei *Baku* 6 Monate, in *Pennsylvanien* 18 Monate —; später müssen Pumpen das flüssige Öl emporbringen, aber auch dafür stellte sich nach nicht allzu langer Zeit Erschöpfung ein; Petroleumquellen halten nie lange aus.

Da das Erdöl nach oben steigt, ist es auch im Innern der Erde auf Klüften und Spalten häufig in Bewegung und sammelt sich besonders im Sattel der Antiklinalen, deren Streichen in den wichtigeren Petroleumgebieten die sog. Öllinie darstellt, in welche die Bohrlöcher aufgesetzt werden müssen (Fig 146, S. 264). Die Schicht, in welcher man das Erdöl antrifft, braucht also nicht gleichzeitig deren Ursprungsort zu sein, ja es ist dies sogar

gewöhnlich nicht der Fall. Die Petroleumreservoirs im Erdinnern sammeln sich in solchen Schichten, welche besonders zur Aufnahme geeignet sind, d. h. in erster Linie in lockern Sanden, welche man als Petrolsande bezeichnet. Die mit diesen wechsellagernden Kalke und sonstigen kompakten Gesteine erweisen sich in den bedeutenderen Petroleumgebieten als frei davon, während meist verschiedene Sandniveaus übereinander das nutzbare Öl führen. Die ständige Verbindung von Petroleum und Salzwasser muß hier noch betont werden, die daraus sich ergebenden Schlüsse über die Genesis des Öls vgl. im ersten Teil S. 116.

Alle Petroleumvorkommnisse gehören stark gefalteten Gebieten an und finden sich namentlich am äußeren Bogen der Faltengebirge: Die Vorkommnisse von *Pennsylvanien* und *Kanada* sind so an die Kette der *Alleghanys* gebunden, jene von *Baku* an den *Kaukasus*, diejenigen von *Rumänien* und *Galizien* an die *Karpathen*, die *italienischen* an den *Apennin*.

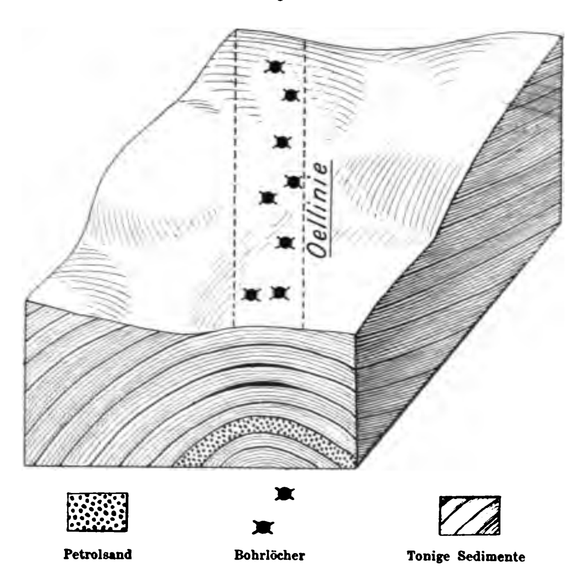


Fig. 146. Petroleumhorizont mit der an die Antiklinale gebundenen „Öllinie".

Petroleum findet sich in allen geologischen Formationen: ein Vorkommen im Glimmerschiefer (?) in *Venezuela* wird von Humboldt erwähnt. Dem Silur gehören jene *Kanadas* an; die großartigen Lagerstätten *Pennsylvaniens* etc. liegen im Devon und Karbon, in letzterem auch jene von *Virginien;* in der Trias sind diejenigen von *Südkarolina* vorhanden; in der Kreide solche in *Utah* und *Kolorado,* im Tertiär endlich die Vorkommnisse in *Galizien, Rumänien, Baku* und *Kalifornien.*

Die festen Kohlenwasserstoffe sind Polymerisierungsprodukte von Petroleum, mit dem sie durch alle Übergänge nach der Tiefe zu in Verbindung stehen. Wo die Polymerisierung ohne weitergehende Sauerstoffaufnahme erfolgte, bilden sich die meist gelbbraun bis dunkelbraun gefärbten, durchscheinenden, natürlichen Paraffine, deren Typus von wachsartiger Beschaffenheit das galizische Erdwachs oder Ozokerit von *Boryslaw* etc. ist, welches als Gangausfüllung von meist feinstengeliger Beschaffenheit in Schiefern und bituminösen Tonen der tertiären Salztongruppe der Karpathen vorkommt. Der Ozokerit ist hier um so weicher, je tiefer er gegraben wird. Ähnliche Kohlenwasserstoffe enthält auch der gelblichbraune, erdige, zerbröckelnde Pyropissit von *Gerstewitz* bei Weißenfels, Provinz Sachsen;

die dunklere, schon zu den Braunkohlen hinüberspielende Schweelkohle und Feuerkohle und ebenso die Kännelkohle führen solche gemischt mit kohliger Substanz. Mit vorherrschendem Ton gemengt trifft man sie in einigen Brandschiefern, Ölschiefern etc., und all diese Gesteine dienen daher in wechselndem Maße zur Darstellung von Mineralölen und Paraffin.

Wo neben der Polymerisierung eine Aufnahme von Sauerstoff stattgefunden hat, geht das dunkel gefärbte, undurchsichtige, zum Teil noch bei gewöhnlicher Temperatur plastische, zum Teil aber auch völlig feste, Sauerstoff, meist auch Stickstoff und Schwefel enthaltende Bitumen oder Erdpech hervor. So bezeichnet man Gemenge verschiedener organischer Verbindungen in verschiedenen Mengenverhältnissen. Durch sukzessive Behandlung mit Alkohol und Äther kann man aus ihnen zwei verschiedene Arten von Kohlenwasserstoffen, die Petrolene, ausziehen, welche gelbe bis braune Farbe haben, während ein sauerstoffreicher, schwarzer Rückstand bleibt, den man Asphalten genannt hat. Verhältnismäßig arm an Sauerstoff ist der schwarze, glasglänzende, spröde Albertit aus *Albert Co.*, Neu-Braunschweig, welcher in ziemlich reinem Zustand Klüfte in paläozoischen Schichten erfüllt. Ähnlich rein, aber sauerstoffreicher ist das sog. Judäa-Bitumen oder Judenpech, das in Schollen auf dem *Toten Meer* gefunden wird, in dessen Tiefe es sich gebildet hat. Letzteres hat besondere Bedeutung für die Lackfabrikation. Namentlich in kavernösen Kalken sind Nester von Bitumen nicht allzu selten (*Häring* in Tirol), oder sie durchsetzen gangförmig fossilführende, sedimentäre Schichten. Viel diskutiert wurden ähnliche Vorkommnisse in den „kristallinischen Schiefern" Schwedens *(Dannemora)*, wie es scheint, ganz mit Unrecht, da es sich dabei um vermutlich junge, von außen her zugeführte Bildungen handelt, welche mit der Genesis der „kristallinischen Schiefer" somit in keine Beziehungen gebracht werden können.

Von unreinen Vorkommnissen, welche die Technik als Asphalt bezeichnet, ist besonders berühmt der Asphaltsee *La Brea* auf der Insel Trinidad, welcher etwa zwei Kilometer im Durchmesser hat und von einem ca 35% Bitumen enthaltenden Asphalt ausgefüllt ist. Das schwarzbraune, matte, zähe Material kann während der kälteren Jahreszeit in Blöcken gebrochen werden, im Sommer schließen sich die durch die Ausbeutung hervorgebrachten Vertiefungen durch Nachschub von unten von selbst. Zu den wichtigeren Asphaltvorkommnissen gehören jene, in welchen wenig kompakte Kalksteine und Kalksande gleichmäßig von der bituminösen Masse stark durchtränkt sind. Bei *Lobsann* im Elsaß kommen derartige Imprägnationen mit einem Bitumengehalt bis 12% in tertiärem Süßwasserkalk vor; bei *Hannover* sind Oolithe und Mergel des weißen Jura mit 8—10% oft noch zähflüssigen Bitumens erfüllt. Bei *Seyssel*, zwischen Lyon und Genf, ist es Molasse, im *Val Travers* bei Neuchâtel ein Neokomkalk, welcher reichlichen Bitumengehalt aufweist, und ähnliche Vorkommnisse sind in *Sizilien*, im *Apennin* und namentlich in den Hauptpetroleumgebieten bekannt.

Diese eigentlichen Asphalte sind meist ziemlich milde Gesteine, braun bis braunschwarz, oft etwas schmierig und dann namentlich stark bituminös riechend, einzelne kleine Kalkspatkörnchen glänzen fast stets aus der dunkeln Masse heraus. Beim Erhitzen zerfallen sie zu erdigen Massen, Stampfasphalt, welcher durch Stampfen mit heißen Metallstücken zum kompakten

Straßenkörper wird. Der Asphalt brennt, wie das Bitumen überhaupt, leicht und unter Entwicklung eines dicken, stark riechenden Rauches.

Auch in andern Gesteinen trifft man Imprägnationen mit Bitumen in wechselnden Mengen, namentlich in den Brandschiefern, welche infolge hohen Bitumengehaltes leicht mit stark riechender Flamme brennen; der an sich dunkelbraune bis schwarze Schiefer läßt dabei ziemlich große Mengen einer licht gefärbten, schieferigen Asche zurück. Mit zunehmendem, bis über 50 % steigendem Gehalte an Bitumen wird das Gestein milder und weniger vollkommen schieferig, Bogheadkohle; der Bruch ist matt, der Strich dagegen glänzend. Die an tierischen Fossilresten reichen Ölschiefer von *Holzmaden* in Württemberg sind öfter so bitumenreich, daß sie sich wie Holz sägen und drechseln lassen. Brandschiefer sind in den verschiedensten geologischen Formationen bekannt, in den jüngern treten an ihre Stelle bituminöse Tone.

Karbonatgesteine.

Kalkstein.

Makroskopische Beschaffenheit. Die organischen Kalkabsätze unserer Meere sind einesteils lockere Zusammenhäufungen von sehr lichter Farbe, welche man als Schlick bezeichnet, wie der als Tiefseebildung weitverbreitete und oft mächtige, weiße Globigerinenschlick oder die aus dem Detritus aller möglichen Muschelschalen bestehenden Muschelsande, andernteils kompakte Massen, wie die Korallenriffe, Spongienriffe, Austernbänke etc. Namentlich die Korallen umsäumen in den tropischen Meeren als nahe gelegene Küstenriffe oder weiter entfernte Wallriffe die Inseln und Festländer mit Ausnahme der Flußmündungen, oder sie bilden die unregelmäßig kreisförmigen, öfter geschlossenen Lagunen- oder Atollriffe, welche die charakteristische Form der Koralleninseln darstellen. Dies sind öfter über 1000 *m* breite Ringe, gegen den offenen Ozean steil abfallend und nur wenige Meter über die Fluthöhe sich erhebend, deren innerer Teil von einer meist seichten, an Organismen ungemein reichen Lagune gebildet wird. Lokal entstehen auch heute noch oolithische Kalksande, so z. B. am *Roten Meer*.

Die Kalksteine früherer geologischer Perioden haben sehr wechselnden Habitus: von den weißen, lockern und zerreiblichen Bildungen der Schreibkreide bis zu den schwarzen, kompakten Kohlenkalken Belgiens, welche zu den druckfestesten Gesteinen gehören, finden sich alle Übergänge. Auch hier sind im allgemeinen jene Gesteine die verbandfestesten, welche einen starken

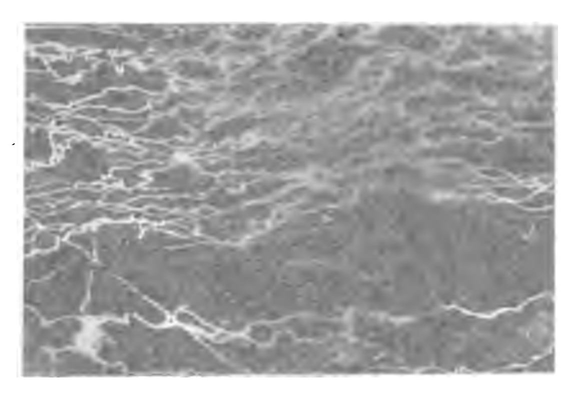
M[illegible]skopische Str[illegible]aufnahmen [illegible]



Marmor (giallo) von [illegible]era.



Fig. 2.
Marmor (Dolomit) von der Sa[illegible]berg. Ge[illegible]



Marmor (portoro) von Porto Ve[illegible] Spezia. Gekräuselte Adern.

[illegible] mit [illegible] welche [illegible]

[illegible] Holz [illegible]

[illegible] Kalkab[illegible] häufungen [illegible] bezeichnet, wie [illegible] weiße Glo[illegible] aller mögli[illegible] anderenteils k[illegible] **Spongienri**[illegible] umsäumen. [illegible] **Küstenriffe** [illegible] Festländer mit [illegible] die unregelm[illegible] **Lagune** [illegible] der **Atollri**[illegible] der **Koralleninseln** [illegible] breite Ringe, gegen [illegible] nur wenige Meter über [illegible] Teil von einer meist seicht[illegible] Lagune gebildet wird. [illegible] **Kalksande**, so z. [illegible]

Die [illegible] dieser [illegible] Perioden haben s[illegible] wechselnde [illegible] von den weißen, lockern und zerreiblich[illegible] Bildungen [illegible] **Schreibkreide** bis zu den schwarzen, kompakt[illegible] Kohlenkalken Belgiens, welche zu den druckfestesten Gesteinen gehören, finden sich alle Übergänge. Auch hier sind im a[illegible] jene Gesteine die verbandfestesten, welche einen stark[illegible]

Tafel IV.

Makroskopische Strukturformen der Karbonatgesteine.



Fig. 1.
Marmor (giallo) von Siena. Drucksuturen von blitzartiger Form.

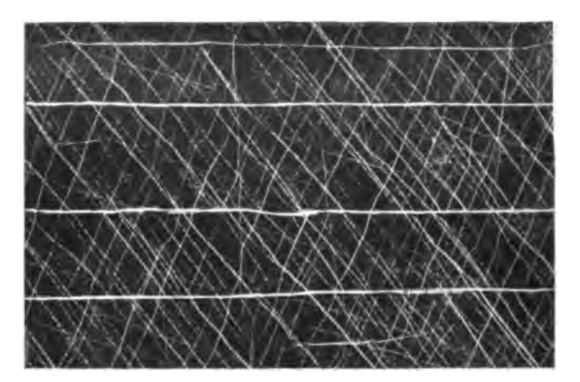
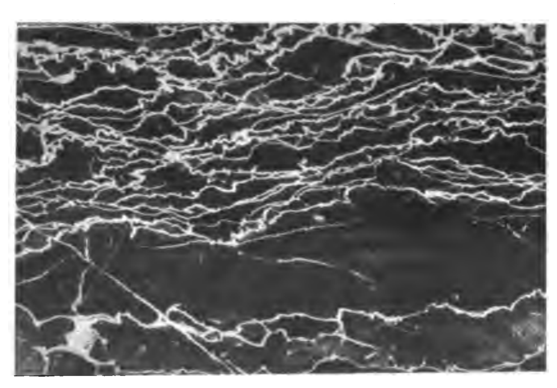


Fig. 2.
Marmor (Dolomit) von der Saalburg. Geradlinige Adersysteme.



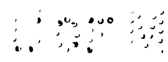


Fig. 3.
Marmor (portoro) von Porto Venere bei Spezia. Gekräuselte Adern.

Druck auszuhalten hatten. Die Farbe der Kalksteine ist sehr wechselnd: matte, graue, bräunliche oder gelbliche Farben sind weit vorherrschend, seltener sind kräftige Töne, namentlich rot, gelb, grau und schwarz, während grünliche oder violette Nuancen nur ganz ausnahmsweise vorkommen. Selten sind Kalksteine völlig homogen und haben dann einen recht gleichmäßig dichten, und wenn sie rein sind, sehr vollkommen muscheligen Bruch; gewöhnlich zeigen sie ziemlich ungleichmäßige Beschaffenheit, sei es, daß einzelne größere Kristallspaltflächen, am häufigsten Krinoideenreste aus der dichten Masse hervorglitzern, sei es, daß Muscheln und andere Kalkskelette sich deutlich abheben und oft recht vollkommen sich herauslösen, sei es endlich, daß jüngere Klüfte mit mannigfaltigen Ausfüllungen die Gesteine durchsetzen.

Kaum je erscheinen im Kalkstein die geradlinig durchschneidenden Kluftsysteme, welche für den Dolomit so charakteristisch sind (Taf. IV, Fig. 2), meist sind die von neugebildetem Kalkspat erfüllten Adern mannigfach gekrümmt und gekräuselt wie in Fig. 3, Taf. IV.

Besonders schwierig erscheint die Erklärung einer Art von Diskontinuitäten in Kalksteinen, welche durch den ungemein unregelmäßig eckig-zackigen Verlauf ihrer Begrenzungsflächen sich auszeichnen, und die man als Drucksuturen (lat. sutura, Naht) bezeichnet hat, da sie in ihrer Form am meisten an die Naht des Schädelknochens erinnern. Solche Erscheinungen, deren Querschnitt Fig. 1 auf Taf. IV gibt, zeigen nur recht verbandfeste Kalke, also solche, die stark gepreßt wurden. Diese Suturen verlaufen da, wo die Schichten noch annähernd horizontal liegen, wo die Pressung also nur durch die überlagernden Schichten ausgeübt wurde, der Schichtung parallel *(Schwäbische Alb)*; wo starke Dislokationen stattgefunden haben, erscheinen sie in höchst unregelmäßigem Verlauf, ja es finden sich selbst ringsum geschlossene Bildungen, welche von echten Drucksuturen abgegrenzt sind (*Adnet* in Salzburg). Auf den eckig ineinander verzahnten Flächen der Drucksuturen findet sich im allgemeinen ein erdig-toniger Belag, der häufig spiegelglatt poliert ist und oft, aber durchaus nicht immer, im Charakter der Färbung mit jener des Gesteins übereinstimmt und dann im allgemeinen dunkler ist. Er ist am häufigsten schwarz in grauen oder schwarzen, rot oder braun in rötlichen, gelben oder braunen Kalken, kann aber ganz von der Färbung des Kalkes abweichend sein. Fossilreste, Adern etc. erscheinen an der Grenze dieser Drucksuturen nach denselben zackigen Linien oft wie abgeschnitten oder, wenn es sich um ein größeres Individuum handelt, stark reduziert, so daß man den Eindruck bekommt, als wäre an der Sutur eine Lösung von nicht zu geringer Bedeutung vor sich gegangen, und man hat dementsprechend den Belag der Sutur als den Lösungsrückstand angesehen. Für die Marmorindustrie bedeuten diese wenig „geschlossenen" Suturen, welche meist als Lassen bezeichnet werden, einen der schlimmsten Mißstände, zumal die durch Färbung und Politurfähigkeit besonders hervorragenden Farbmarmore solche Fehler absolut ständig auf-

weisen. Die Frage nach ihrer Entstehung scheint indes von einer allseits befriedigenden Lösung noch ziemlich weit entfernt zu sein.

Die Suturen gehen manchmal in Absonderungen über, die man als Stylolithen (griech. stylos, Pfeiler) bezeichnet hat: geriefte, mehr oder minder prismatische Gebilde, welche quer zu der Sutur, also auch oft senkrecht zur Schicht stehen und an ihrem Kopf häufig einen Fossilrest tragen. Einzelne. dünne Kalkmergelschichten der schwäbischen Lias bestehen ganz aus analogen, spitzkonischen Gebilden (engl. cone-in-cone structure), welche gerieft und gefältelt einen höchst charakteristischen Bruch dieser Nagelkalke oder Tutenmergel bedingen. In vereinzelten Vorkommnissen erscheinen verschieden gefärbte, kalkige Schichten in unregelmäßiger Weise ineinandergedrückt und durch den Suturen ähnliche, dunkle Lagen, die aber geradlinig verlaufen, von-

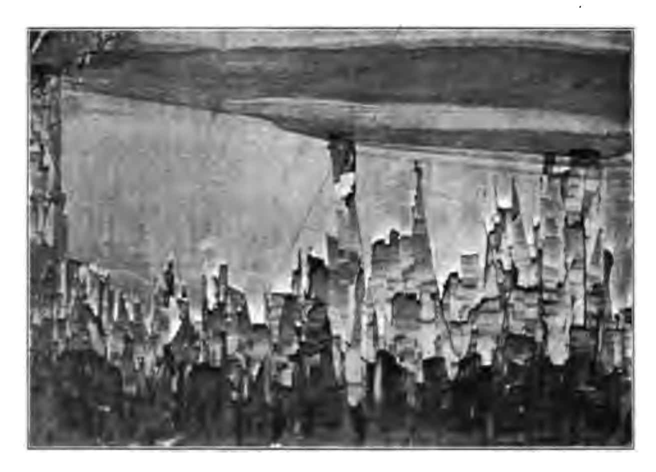


Fig. 147. Ruinenmarmor von Florenz.

einander abgegrenzt. Nach der eigenartigen Erscheinung im Querschnitt hat man solche als Ruinenmarmor oder Landschaftenkalk bezeichnet (Fig. 147).

Die mannigfache Färbung und Farbenzeichnung der Kalksteine ermöglicht ihre Verwendung als Dekorationssteine; man bezeichnet in der Technik alle Kalksteine, welche sich zu solchen Zwecken eignen, als Marmor oder besser als Farbmarmor, im Gegensatz zu dem weißen Marmor, welcher körniger Kalk ist. Ein Gestein, welches als Marmor verwendbar sein soll, muß in verhältnismäßig großen, möglichst gleichartigen Blöcken brechen und einen hohen Grad von Politurfähigkeit besitzen. Die letztere Eigenschaft trifft man fast nur bei den Kalken in stark dislozierten Gebieten, damit gleichzeitig stellt sich aber die inhomogene Beschaffenheit in Form der Drucksuturen ein, welche als nicht fest geschlossene Klüfte mit ihrem tonigen Belag unter dem Einfluß der Atmosphärilien zur Zerstörung des Marmors führen. Kalksteine mit Drucksuturen sind in unserem Klima als Außendekoration nicht haltbar. Noch schlimmer sind die Verhältnisse bei den sog. Knollenkalken, in welchen tonige, meist ursprüngliche Zwischenschichten von geringer Mächtig-

keit zwischen kalkigen Lagen eingebettet sind, wobei die letzteren in unregelmäßig knolligen Formen in die Tonlagen eingepreßt sind (Trient, Verona).

Die Zerstörung pflegt dann in der Weise fortzuschreiten, daß sich auf dem Ausgehenden des auch in polierter Fläche wenig vollkommen geschlossenen Belags Flechten ansiedeln, wodurch das Eindringen von Feuchtigkeit in den Ton erleichtert wird. Den Rest besorgt der Wechsel von Hitze und Kälte, und die Kalke zerbröckeln schalig. Nur ganz wenige als Marmor verwertete Kalksteine sind arm oder frei von solchen Drucksuturen, so z. B. der kretazeische Untersberger Marmor, ein Krinoideenkalk, welcher im allgemeinen auch als Außendekoration in unserem Klima recht haltbar ist. Allerdings ist auch hier, zumal in der an schwefliger Säure reichen Atmosphäre unserer Großstädte, die Politur rascher Zerstörung ausgesetzt, sie wird ziemlich rasch matt geätzt.

Einfarbige Farbmarmore sind besonders selten und werden zum Teil hoch geschätzt, so der rein schwarze Kohlenkalk aus dem Becken von *Namur* in Belgien, ein tiefroter Kalk von der griechischen Insel *Mani* etc. Weitaus die meisten zeigen ausgesprochene Farbenzeichnung: z. B. weiße Fossilreste in dunklerem Grunde in der sog. Lumachelle, in den Korallen- (Fig. 148) und Krinoideenkalken etc., oder lichte, meist weiße Adern mannigfacher Art, seltener auch gelbe, wie in dem an sich schwarzen Portoro von *Spezia* (Taf. IV, Fig. 3), die schließlich zu den prächtigsten Farbenzeichnungen der Reibungsbrekzien (Fig. 133, S. 243) hinüberführen, die aber im allgemeinen entsprechend ihrer Bildung an Verschiebungsflächen recht lokalisierte und daher meist sehr teuer bezahlte Vorkommnisse sind.



Fig. 148. Korallenkalk.
Kreide von Gosau, Salzkammergut.

Auch die Farben der Farbmarmore sind zum Teil nicht witterungsbeständig, am wenigsten die schwarze, welche rasch unansehnlich und schmutziggrau wird, und es folgt daraus, daß die Verwendnng von Farbmarmor im Freien in unserem Klima überhaupt kaum rätlich ist.

In zahlreichen Kalksteinen sind Skelettteile von Organismen als hauptsächliche Bestandteile noch deutlich erkennbar; sie sind zum Teil als phytogene Bildungen charakterisiert, wie die tertiären Nulliporenkalke, oft recht kompakte, durch Glaukonitkörner granitähnlich gefleckte Gesteine, Granitmarmor von *Neubeuern* bei Rosenheim, und die Gyroporellen- und Vermiporellenkalke der älteren geologischen Formationen. Sehr viel wichtiger und verbreiteter sind zoogene Kalksteine: Vorherrschend aus Foraminiferen bestehen die lockere, weiße Schreibkreide, die karbonischen, verbandfesteren Fusulinen-

kalke *Südrußlands,* oder die bald lockern bald auch recht kompakten Globigerinenkalke (Fig. 149), die Numuliten- und Miliolitenkalke der jüngeren Formationen. In dem erdigen, gelblichen, sog. Kreidetuff von *Maastricht* sind dagegen sehr verschiedenartige organische Reste gemengt. Eigentlich riffbildend erscheinen die Stöcke zahlreicher, in ausgedehnten Kolonien beisammenlebender Organismen pflanzlicher und tierischer Natur. Solchen verdanken ihre Entstehung die eigentlichen Riffkalke, welche bald aus Kalkalgen bestehen, bald als Spongitenkalke, Bryozoenkalke oder Korallenkalke (coral rag) entwickelt sind, letztere namentlich in besonders gewaltigen Massen. Durch den vom Riff abfallenden Detritus, der sich mit den nor-

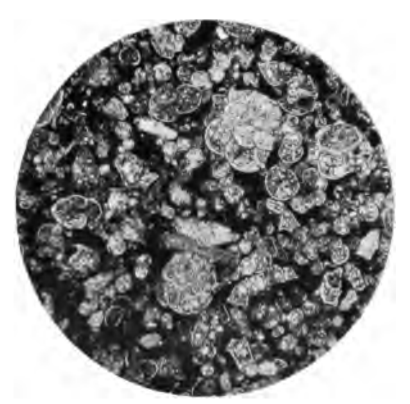


Fig. 149. Globigerinen im kretazeischen Seewenkalk. Stockhorn, Schweiz.

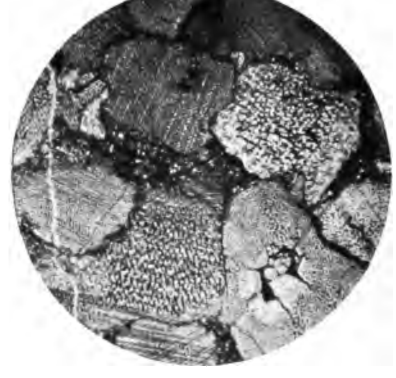


Fig. 150. Krinoideenkalk mit Gitterstruktur. Vilstal bei Pfronten, Algäu.

malen Sedimenten mischt, sind sie in der sog. Vorriffzone durch die Übergußschichtung häufig mit diesen innig verknüpft. Krinoideenkalke und Echinodermenbrekzien trifft man als schichtige Einlagerungen von mannigfachem Aussehen in den verschiedensten Formationen; makroskopisch ist im allgemeinen die einheitliche Spaltbarkeit der größeren Skeletteile dieser Organismen auffallend, mikroskopisch die oft vorzügliche Erhaltung ihrer Struktur (Fig. 150). Vorherrschend aus Muschelresten bestehen die gewöhnlich lichten Muschelsande und Muschelkonglomerate, welche oft recht wenig verbandfest sind und im Bruch die Fossilreste ganz besonders schön erkennen lassen. Zahlreiche andere Kalksteine enthalten in einer mehr oder minder vorherrschenden Grundmasse mit rein

anorganischer Struktur Fossilreste eingebettet, und dieselben haben nach den leitenden Formen bezeichnende Namen erhalten, z. B. Stringocephalen-, Orthoceras-, Clymenien-, Nerineenkalke etc.

Eine fernere in gewissen Formationen sehr wichtige Reihe von Gesteinen bilden die Oolithe, deren einzelne, meist hirsekorngroßen Kügelchen bald herrschend bald mehr untergeordnet an der Zusammensetzung des Gesteins teilnehmen und einen eigentümlich kleinhöckerigen Bruch desselben bewirken; sie sind meist auch reich an Fossilresten. Ist das Bindemittel ein toniges, dann treten die Kügelchen im Bruch noch deutlicher hervor, Rogen-



Fig. 151. Karrenfeld. Prinz Luitpold-Haus, Hochvogel. (Phot. Dr Broili.)

steine. Der fein poröse Schaumkalk ist durch die Auslaugung der Kügelchen aus einem solchen Gestein enstanden. Kavernöse Beschaffenheit ist bei Kalken bemerkenswert seltener als beim Dolomit; sie findet sich, abgesehen von den Kalktuffen, Indusienkalken etc., z. B. in dem triassischen Zellenkalk und ist wohl durch Auslaugung entstanden. Die Erscheinungsform der an Pflanzennährsalzen armen Kalksteine ist im allgemeinen eine ziemlich rauhe, und besonders sind es die Riffkalke, welche mit schroffen Formen emporsteigen, die schon im Mittelgebirge zu phantastischen Felsszenerien führen (Taf. V, Fig. 1) und im Hochgebirge die großartigen Felsentürme aufbauen (Taf. V, Fig. 2). Da gerade die Riffkalke in weitester Verbreitung dolomitisiert sind, sind diese Formen besonders charakteristisch für den Dolomit.

... werden. ... denselben
... z. B. ... zylindrischen
... zeichnet.
... der Ober...
... so weit ...
... S. 271) mit ih...
... im ge...
... Steinern
... Wasse...
... eingesch...
... misch ...
... Gebirgsbä...

... trichterförmige...
... mit der als Anti...
... die mit Höhenzügen
... verschwin...
... so weit ...
... es wurde sc...
... oft gewaltig...
... Lagen...



... Grobkalk bei St. Va...
...h Robin, ... terre.)

... Fällen ...
Lücken ...
welche viel
erweitert ...
... rasch ...
dem ganz ...
Charakter ...
Riffkalken ...
andern die...
wie den ...
fehlen.

Man ...
daß die ...
in Kalk...
nicht ...
Wasser...
delt, die ...

Felsformen der Karbonatgesteine.



Fig. 1.
Riffkalk im Donautal bei Beuron, Schwäbische Alb.



Fig. 2.
Dolomit. Mesules vom Groedener Jöchel aus. (Phot. Photoglob.)

uen
t die
ieu Form der
on. Hä



Fig. 153. Steinbruch im Plattenkalk von Solenhofen (Solenhofener Schiefer).

Klüfte und Ablösungsflächen, an welchen das Kalkgebirge so reich ist, mit kristallinischem Kalkspat auszukleiden und zu schließen.

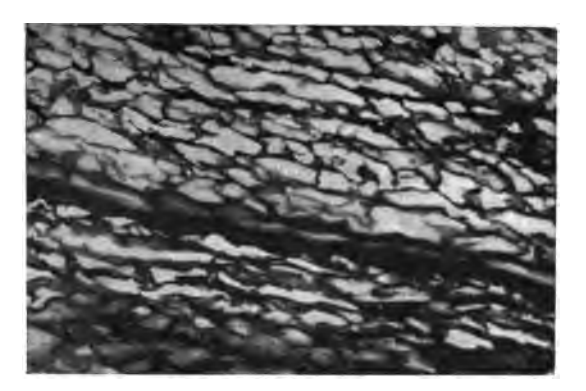
Zahlreiche Kalksteine haben einen ungemein massigen und ungeschichteten Habitus, der besonders für die Riffkalke, entsprechend ihrer Bildungsweise, charakteristisch ist. Andere sind deutlich bankig und lassen sich in gewaltigen, gleichmäßigen Qu[illegible]ern gewinnen, wie die Grobkalke (Fig. 152), oft mit je[illegible]n Zwischenmitteln, oder endlich plattig, wie die de[illegible]lke (Fig. 153), deren typische Repräsentanten die So[illegible]hren[illegible]er Schiefer darstellen, ungewöhnlich dichte, sehr gleichmäßig[illegible] und sehr reine, lichtgelbliche oder grauliche Gesteine mit voll[illegible]nmen ebenen Schieferungsflächen, welche den Übergang in die [illegible]alkschiefer vermitteln, welch letztere aber meist mergelig sind.

Die ebene Beschaffenheit der Schichtflächen wird oft unterbrochen durch Reste von Organismen oder durch parallel verlaufende Wülste, wie im Wellenkalk. Andernteils finden sich die intensivsten Faltungen der Schichten, deren Fossilien dann meist schlecht erhalten oder völlig zerstört sind. Doch sind außerdem auch die am stärksten dislozierten Gesteine in ihrem äußeren

Habitus keineswegs verändert und namentlich nirgends, wo nicht gleichzeitig vulkanische Tätigkeit sich abgespielt hat, zu kristallinischen Gesteinen geworden.

Graue, blaugraue oder schwarze Kalksteine enthalten kohlige Substanz, z. B. der Kohlenkalk oder Bergkalk, mehr bräunlich sind die bituminösen Kalke, welche bei starker Imprägnation mit Bitumen als Asphalt bezeichnet werden. Auch in Nestern und auf Klüften findet sich Bitumen in zahlreichen Kalksteinen. In andern Fällen ist die organische Substanz an einem höchst unangenehmen Geruch (vermutlich nach Skatol, nicht, wie gewöhnlich angenommen, nach Schwefelwasserstoff, der vollständig fehlt), kenntlich, der sich beim Anschlagen entwickelt, Stinkkalk oder Lukullan, die Färbung ist dabei sehr wechselnd, bald lichtgelblich oder graulich bald auch schwarz. Überhaupt enthalten auch lichte Kalke öfters organische Substanz in nicht zu geringer Menge, so die fast weißen Malmkalke der *Schwäbischen Alb,* welche beim Erhitzen schwarz werden.

Glaukonitische Kalke enthalten die schießpulverähnlichen Glaukonitkörner, meist Pseudomorphosen nach Foraminiferen; eisenschüssige Kalke führen Eisenhydroxyde in beträchtlicher Menge und sind ebenso wie die mit Laterit gefärbten braungelb bis rotbraun. Sandkalke, zu denen der größte Teil der sog. Grobkalke gehört, enthalten meist schon makroskopisch erkennbaren Quarzsand; sie vermitteln den Übergang zum Sandstein wie die Mergel jenen zum Tonschiefer. In den Kieselkalken ist die Kieselsäure mehr gleichmäßig verteilt, teils noch in der organischen Form der Spongien etc. teils aber umkristallisiert und als allgemeine Imprägnation. Häufiger konzentrieren sich solche Beimengungen zu Knollen von Feuerstein oder Hornstein, welche sich oft in charakteristischen Niveaus in aushaltenden Lagen einstellen, die schließlich zu eigentlichen Schichten werden, Hornsteinkalke oder Majolika. Durch die dolomitischen Kalke entwickeln sich ferner die Übergänge zum Dolomit. Auch eine Scheidung von tonigem und kalkigem Material findet sich öfter, wobei kleine, häufig einen Fossilrest enthaltende Nieren von dichtem Kalk von verschieden gefärbten, tonigen Lagen umflasert werden, Flaser- oder Nierenkalk (Fig. 154); ähnliche Bildungen können auch durch Zerquetschung kalkiger Schichten entstehen. Durch oberflächliche Wegführung des Kalkes werden solche Gesteine ganz schwammartig, Kramenzelkalk (Ameisenkalk). Das spezifische Gewicht ist ca 2,7 bei den kompaktesten, reinen Kalksteinen, meist ist es niederer. Die


Fig. 154. Nierenkalk (Campan vert). Kampaner Tal, Pyrenäen.

charakteristische Reaktion ist das Aufbrausen mit verdünnter Salzsäure, welche die Unterscheidung der Kalksteine in allen Fällen ermöglicht.

Konkretionen sind in Kalksteinen weit verbreitet; außer den schon oben erwähnten namentlich solche von Phosphorit, welche öfters in beträchtlichen Mengen auftreten, von Zölestin, Schwerspat, Anhydrit und Gips, von Schwefelkies und Markasit, letzterer namentlich als Speerkies in der Schreibkreide. Anderseits sind Kalkkonkretionen in andern Gesteinen zu erwähnen, so die schwarzen, breitradialstengeligen Linsen von Anthrakonit im schwedischen Alaunschiefer, die Lößkindchen etc.

Mineralische Zusammensetzung und Struktur. Die mikroskopische Untersuchung selbst der allerdichtesten Kalksteine zeigt weitaus in den häufigsten Fällen ein durchaus kristallinisches Aggregat von Kalkspatkörnern, innerhalb deren verhältnismäßig untergeordnet klastische Fragmente, namentlich Tonteilchen und lateritische Verwitterungsprodukte, auch Sandkörner und schließlich ganz ausnahmsweise Reste anderer Mineralien auftreten, welche in den einstigen Kalkschlick eingeschwemmt worden sind. Letztere findet man fast nur beim Auflösen größerer Mengen des Kalkes. Besonders bemerkenswert ist der Erhaltungszustand der Skelette der Organismen, von welchen in ihrer ursprünglichen Struktur fast ausschließlich solche erhalten sind, welche von vornherein Kalkspat waren. Namentlich die aus einheitlichen Kristalloiden bestehenden Skeletteile der Echinodermen, speziell die Stilglieder der Krinoideen erweisen sich als widerstandsfähig und sind bald mit wohlerhaltener bald mit mehr oder minder verwischter Struktur (Fig. 150, S. 270) selbst in recht stark veränderten Kalksteinen erhalten. Auch die feinfaserige Struktur der Foraminiferengehäuse, wie jene der Schalen der Brachiopoden, ferner der Zellen und Röhren der Bryozoen ist öfter recht vollkommen erhalten geblieben, während dagegen solche Skelette, die ursprünglich Aragonit oder Konchit waren, teils zu einem körnigen Aggregat von Kalkspat umgewandelt, teils überhaupt entfernt wurden und nur ihrer Form nach in Steinkernen erhalten blieben. Auch die ursprünglich wohl allenthalben gleichmäßig vorhanden gewesene, radialstrahlige Struktur der Oolithe (Fig. 155, S. 276) ist in dem fossilen Gestein selten mehr recht vollkommen, sondern dieselben sind gewöhnlich zu körnigen Aggregaten geworden (Fig. 156, S. 276). Auch bei ihnen war, wie sich aus rezenten Vorkommnissen erweisen läßt, das ursprüngliche Material Aragonit, und sie haben, ebenso wie die analogen Skelette in dem Stadium der Diagenese einen

Prozeß der Umkristallisation durchgemacht, der sich auch in der Zerstörung ihrer Struktur ausspricht. Überhaupt ist Aragonit als Bestandteil eines fossilen, sedimentären Kalksteins nicht bekannt.

Verhältnismäßig gut konserviert sind häufig die Strukturen der phytogenen Kalksteine, selbst die feinsten Röhrchen der kalkabsondernden Spaltalgen sind in den großoolithischen Pisolithen *Englands* erhalten und beweisen deren Beteiligung an dem Aufbau der oft über erbsengroßen, rundlichen bis ovalen Gebilde, welche kleinen Geröllen nicht unähnlich sind. Auch Kieselorganismen sind öfter in Kalken nachweisbar, gewöhnlich aber ist ihr Skelett durch Kalkspat verdrängt und ihre einstige



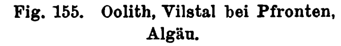


Fig. 155. Oolith, Vilstal bei Pfronten, Algäu.

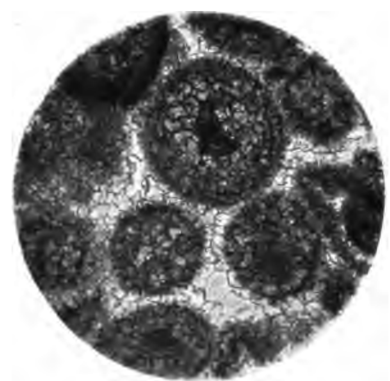


Fig. 156. Oolith, Remich, Luxemburg. (Nach E. Cohen.)

Anwesenheit aus der Verteilung verkohlter, organischer Substanz zu erschließen, welche auch bei zahlreichen Resten umkristallisierter Kalkorganismen unter dem Mikroskop den einzigen Anhaltspunkt für das einstige Vorhandensein einer organischen Struktur gibt.

Die Korngröße der Kalksteine ist ziemlich wechselnd: von Bildungen, welche erst im dünnsten Schliffe in ihre Komponenten zerlegt werden können, wie die Solenhofener Schiefer, bis zu solchen, bei denen die Spaltflächen des Kalkspats mit bloßem Auge oder wenigstens mit der Lupe sichtbar sind. Aber das Maß der Körner weist keinen Zusammenhang auf weder mit dem geologischen Alter noch mit dem Grade der Dislokation: sehr junge, wenig dislozierte Bildungen haben öfters deutlicher kristallinische Beschaffenheit als solche, die älteren Formationen angehören und ungemein weitgehende mechanische Veränderungen erlitten haben. Nur der Erhaltungszustand der Fossilreste scheint durch gebirgsbildende Prozesse sehr verschlechtert

zu werden. Daraus folgt aber, daß weder Dynamometamorphose noch sonst irgend ein sog. metamorphischer Vorgang die Ursache der Kristallinität der gemeinen Kalksteine sind, sondern daß die heutige Beschaffenheit in erster Linie ein Ergebnis der Diagenese ist, wobei der ursprünglich wohl den Hauptbestandteil der meisten Kalksteine bildende Aragonit im Stadium der Entsalzung und Fossilisierung des Sediments zu Kalkspat umgelagert wurde.

Außerdem aber trifft man in zahlreichen Vorkommnissen von Kalkstein Bestandteile, welche wie der Kalkspat selbst authigen sind, welche aber im allgemeinen nicht als Produkte diagenetischer Reaktionen angesehen werden. Abgesehen von den hin und wieder vorkommenden, oft recht wohlkristallisierten Rhomboedern von Dolomit sind das in erster Linie kleine, aber wohlausgebildete Kristalle von Quarz und Albit, welche zumal in alpinen Kalksteinen in weitester Verbreitung beobachtet wurden. Die Bildung derselben wurde wohl in Zusammenhang gebracht mit der Wirkung der gebirgsbildenden Prozesse, allerdings ohne in irgend einem Fall einen bündigen Beweis zu suchen. Bei der Leichtbeweglichkeit der amorphen Kieselsäure der Organismen ist die Bildung von Quarzkristallen wenigstens im Stadium der Diagenese durchaus wahrscheinlich, während über die Bildungsbedingungen von Albit überhaupt nichts bekannt ist.

Chemische Verhältnisse. Der vorherrschende Bestandteil der Kalksteine ist der Kalkspat, sie bestehen daher in der Hauptsache aus Kalkkarbonat, welches in reinen Varietäten, z. B. den Solenhofener Schiefern, bis 99 % ausmacht. Gewöhnlich erreicht es diesen Betrag nicht, und die Beimengung von Ton und andern klastischen Bestandteilen bedingt einen wechselnden Gehalt an Kieselsäure, Tonerde und Alkalien, der in den Kalkmergeln höhere Proportionen erreicht, welche daher auch im Gegensatz zu den eigentlichen Kalksteinen einen fruchtbaren Ackerboden abgeben. Vorherrschend durch Kieselsäure verunreinigt sind die Grobkalke. Geringe Mengen von kohlensaurer Magnesia sind überall nachweisbar, sie erreicht bedeutendere Proportionen in den dolomitischen Kalken. Auch Eisen ist weit verbreitet, meist als Hydroxyd, seltener als Karbonat und in den Glaukonitkalken in Form des kalihaltigen Glaukonits. Die organische Substanz ist teils kohliger teils bituminöser Natur oder in Form der flüchtigen, skatolähnlichen Stoffe vorhanden, welche den unangenehmen Geruch des Stinkkalks bedingen.

Die Bildung der Kalksteine mit Ausnahme der untergeordneten, bei den chemischen Sedimenten besprochenen Vorkommnisse ist ein durchaus organischer Prozeß, indem die wirbellosen Tiere der Verwitterungslösung ihren Gehalt an kohlensaurem Kalk entziehen, den sie zum Aufbau ihrer Skelette gebrauchen. Zu diesem Zweck erscheint ausschließlich das im Wasser gelöste

Bikarbonat verwendbar zu sein; dieser Lebensprozeß ist also durchaus nicht, wie man annehmen wollte, analog einer chemischen Fällung durch Entwicklung von Ammoniumkarbonat, das auch den als Sulfat gelösten Kalk niederschlagen würde. Der letztere wird indes dort in Mitleidenschaft gezogen, wo durch verwesende Eiweißsubstanz eine Ausfällung von Kalk bewirkt wird.

Die Form, in welcher das Karbonat in den Skeletten zur Ausscheidung kommt, ist verschieden, bald Kalkspat bald Aragonit resp. Konchit, welch letzterer eine in erster Linie der organischen Welt eigene Modifikation des kohlensauren Kalkes darstellt und in seinem abweichenden physikalischen Verhalten durchaus selbständig ist, daher nicht mit Aragonit zusammengeworfen werden kann. Die Kalkteile der Foraminiferen, Brachiopoden, Spongien, Bryozoen und Würmer sind stets Kalkspat; bei den Algen, Zölenteraten, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Zephalopoden sind solche verbreiteter, welche Konchitskelette bilden, wobei allerdings in keiner Gruppe Kalkspat abscheidende Arten fehlen.

Die ursprüngliche Struktur der Skeletteile weist zwei voneinander im allgemeinen ziemlich unabhängige Seiten auf, die eine ist die rein anorganische Struktur, d. h. die Art, wie sich die Moleküle des Karbonats zum Ganzen anordnen, die andere ist organisch, bedingt durch das Wachstum oder die Bedeutung des betreffenden Skeletteils für den Organismus. Ein Beispiel mag dies deutlich machen: die Stielglieder der Krinoideen bestehen aus einem einheitlichen Kristalloid von Kalkspat, dessen Hauptachse stets die Achse des Stielgliedes ist. Innerhalb dieses einheitlichen Individuums findet man eine charakteristische Gitterstruktur, welche ebenso wie eine zentrale Durchbohrung oder die runde Form des Stielgliedes selbst durch den Lebensprozeß des Organismus bedingt ist. Man erkennt noch häufig in weit umgewandelten Gesteinen den anorganischen Teil dieser Struktur deutlich, während von der Gitterstruktur und den organischen Teilen nichts als dunkler, unregelmäßiger Staub erhalten blieb. Umgekehrt ist es bei den Foraminiferen: ihre Schale besteht aus einem äußerst feinen, radialstrahligen Aggregat von Kalkspat. In den fossilen Vorkommnissen ist dies häufig zu einem körnigen geworden, während der organische Teil der Struktur, die feinen Kanalsysteme etc., oft auf das prächtigste erhalten blieb.

Verhältnismäßig untergeordneter ist die Abscheidung von kohlensaurer Magnesia durch den Lebensprozeß der Organismen, doch enthalten z. B. einzelne lebende Korallen bis nahe an 20% Magnesiakarbonat, meist allerdings sehr viel weniger, und in Lithothamnien sind durchschnittlich vielleich 10% enthalten. Endlich ist unter den wirbellosen Tieren noch ein Teil der Brachiopoden hervorzuheben, die neben kohlensaurem auch phosphorsauren Kalk ausscheiden.

Der verwesende Organismus fällt durch Entwicklung von kohlensaurem Ammoniak Kalk aus, wie neuere Untersuchungen lehren, aus Salzwasser stets als Aragonit in radialen Aggregaten, welche sich um Algen, Sandkörnchen etc. ansetzen und auf dem Wasser flottierend konzentrisch weiterwachsen, bis sie sinken und zum oolithischen Sediment werden. Winzigste, analoge Bildungen stellen wohl auch die viel umstrittenen Kokkolithe im Tiefseeschlamm dar. Dagegen erscheint ein Absatz von Kalkkarbonat aus dem Meerwasser auf rein anorganischem Wege, analog zu gewissen Süß-

wasserkalken, wenig wahrscheinlich bei dem geringen Bikarbonatgehalt der Lösung und der Schnelligkeit, mit welcher dieser von den Organismen aufgebraucht wird. Nur an Orten, wo bikarbonatreiches Süßwasser kräftiger zuströmt, kann man eventuell an solche Verhältnisse denken, unter denen infolge des niedrigen Salzgehaltes ein dichter Schlamm von Kalkspat entstehen müßte, welcher im Gegensatz zu den meisten übrigen Kalkabsätzen keine paramorphe Umlagerung im Stadium der Diagenese durchmachen und daher seine besondere dichte Beschaffenheit in fossilem Zustand bewahren würde. Es ist daher bemerkenswert, daß gerade Kalksteine, die durch ihre Fauna als Brackwasserbildungen charakterisiert sind, wie z. B. die Solenhofener Schiefer, ein besonders dichtes Gefüge haben.

Aus obigem geht hervor, daß zahlreiche, wenn nicht die meisten Kalksteine ursprünglich Aggregate von Aragonit waren, welcher paramorph zu Kalkspat geworden ist, eine Umlagerung, die in erster Linie die eigenartig kristallinische Beschaffenheit dieser Sedimente bedingt. Das Stadium, in welchem sich dieser Prozeß abspielte, kann nur jenes der Diagenese gewesen sein, in dem gleichzeitig mit der Entsalzung des Schlammes die Modifikation des Aragonits gegenüber den allmählich süßer werdenden Wassern nicht mehr bestandfähig war und daher zu dem jetzt stabileren Kalkspat wurde. Wenn man also Aragonit als Bestandteil von Gesteinen überhaupt erwarten darf, so wäre derselbe in den Steinsalzlagerstätten zu suchen, in welchen aber der andere diagenetische Prozeß der Dolomitbildung den Kalk fast stets betroffen hat.

Anderenteils darf man dolomitische Kalke nicht schlechtweg als metamorphosierte Bildungen ansehen; es gibt selbst ziemlich magnesiareiche Karbonatgesteine, welche durchaus ursprünglich sind, und auch die manchmal zu beobachtende Wechsellagerung dünner Schichten von Kalkstein mit Dolomit legt diese Annahme nahe.

Nach vollendeter Fossilisierung sind unter der Einwirkung gebirgsbildender Prozesse, namentlich in stark gefalteten Gebirgen, manchmal noch weitere Veränderungen vor sich gegangen, welche aber viel weniger als eigentliche molekulare Umlagerungen sich darstellten, als vielmehr eine Verschiebung der einzelnen Teilchen in dem an sich ziemlich plastischen Gestein bewirkten, durch welche in erster Linie die regelmäßige organische Struktur zerstört wurde, und so gehen die zahlreichen Vorkommnisse völlig fossilfreier Kalksteine, z. B. die Alpenkalke, aus ursprünglich rein organischen Gebilden hervor.

Geologisches Vorkommen und Alter. In Bezug auf die Art des Vorkommens muß man hauptsächlich zwei Gruppen unterscheiden; die einen in der echt sedimentären Form konkordanter Schichten auftretend, die andern als ursprüngliche Riffe gebildet, oft in geradezu stockförmiger Lagerung. Beide finden sich in den verschiedensten geologischen Perioden, wenn auch in verschiedenem Maße, vor, speziell scheinen vordevonische Riffkalke selten zu sein. Zahlreiche Namen bezeichnen

die geologische Bedeutung einzelner Kalkablagerungen, welche aber petrographisch von geringem Werte sind, da eben auch hier der petrographische Habitus der Gesteine ein sekundärer, durch spätere Prozesse erworbener ist, durch Prozesse, welche keineswegs an bestimmte geologische Perioden gebunden sind. Das ursprüngliche Kalksediment der verschiedensten Perioden dürfte sehr ähnliche Beschaffenheit gehabt haben, und das, was man heute etwa als paläozoischen Habitus eines Kalkes bezeichnet, ist eine Modifikation, welche mit dem Alter als solchem nichts zu tun hat. Es ist daher auch sehr mißlich, daß das Alter von Kalksteinen nach deren petrographischem Habitus bestimmt werden muß, wo in denselben charakteristische Fossilien fehlen.

Dolomit.

Als Normaldolomit bezeichnet man das Karbonat, $CaMg(CO_3)_2$, das wohl eher als Doppelsalz denn als isomorphe Mischung der beiden Karbonate aufzufassen ist. Weitaus die meisten als Dolomit bezeichneten Gesteine enthalten mehr kohlensauern Kalk als obiger Formel (54,23 % $CaCO_3$) entspricht, solche, welche mehr kohlensaure Magnesia enthalten, sind ganz ausnahmsweise Vorkommnisse, welche nirgends als normale Formationsglieder auftreten. Schon diese Erscheinung spricht, ganz abgesehen von den kristallographischen Verschiedenheiten der beiden Salze, gegen ihre isomorphe Mischbarkeit, und man wird daher auch die zwischen Kalk und Dolomit vermittelnden dolomitischen Kalke eher als mechanische Gemenge der beiden Mineralien Kalkspat und Dolomitspat ansehen müssen.

Abgesehen davon, daß in gewissen Steinsalzlagerstätten (*Hall* in Tirol) recht grobkörnige Dolomite als primäre Bildungen vorkommen, sind auch die gewöhnlichen, sog. dichten Dolomite in den meisten Fällen noch deutlicher kristallinisch als die Kalksteine, mit welchen sie durch alle Übergänge der Zusammensetzung wie der Struktur verbunden sind. Sie haben häufig schon einen makroskopisch recht kristallinischen Bruch, in welchem die Spaltflächen der einzelnen Körner hervorglänzen. Andere Vorkommnisse von reinem Dolomit allerdings sind makroskopisch völlig dicht, dann ergibt sich die Unterscheidung, abgesehen von der chemischen Analyse, aus dem höheren spezifischen Gewicht (ca 2,9), aus der größeren Härte und besonders aus der kaum bemerkbaren Angreifbarkeit mit verdünnter, kalter Salzsäure.

Auch auf mikroskopischem Wege wurde die Unterscheidung beider öfter versucht, indem man auf die Häufigkeit der Zwillingslamellierung nach $-\frac{1}{2}$ R beim Kalkspat aufmerksam machte, welche dem Dolomit fehlt. Dieses Merkmal ist aber durchaus nicht genügend, indem einesteils echter Kalkspat öfters ohne Zwillingslamellen angetroffen wird, andernteils der Dolomit sehr häufig solche nach -2 R aufweist, die mikroskopisch von jenen des Kalkspats nicht zu unterscheiden sind. Auch die Anschauung, daß die Zwillingslamellierung dieser Mineralien erst sekundär durch gebirgsbildende Prozesse erworben sei, erweist sich bei eingehenden Untersuchungen nicht als stichhaltig. Zwillingslamellen trifft man im Kalkspat wie im Dolomit ohne sonstige Anzeichen einer mechanischen Störung, und anderseits sind öfter in völlig zermalmten Gesteinen kaum Anzeichen von Zwillingslamellen vorhanden.

Im allgemeinen neigt ferner der Dolomit zu besserer Entwicklung einer äußern Form, welche die Häufigkeit einer zuckerkörnigen Struktur bedingt und besonders hervortritt, wenn er in vorherrschendem Kalkspat eingeschlossen ist. Die mikroskopische, organische Struktur ist in Dolomiten selten erhalten, auch makroskopisch sind oft selbst die äußeren Konturen verwischt.

Petrographisch unterscheidet man die meist graulichen oder gelben, oft recht deutlich kristallinischen, dichten Dolomite, manchmal in ausgesprochen plattiger Ausbildung, Plattendolomit, oder mit geflammter Farbenzeichnung, Flammendolomit, von den häufigeren, kavernösen Dolomiten, die als Rauhwacke (franz. cargneule), Zellen- oder Kastendolomit bezeichnet werden. Die unregelmäßigen Hohlräume dieser letzteren sind mit Kristallen ausgekleidet und häufig auch von einem graulichen Sand von Dolomitrhomboedern, der Dolomitasche, erfüllt, die lokal *(Thüringen)* in mehr selbständigen Ablagerungen vorkommt. Die Fossilreste sind im Dolomit gewöhnlich nur in Form von Steinkernen vorhanden, deren Schalen von grobkörnigem Dolomit oder von Dolomitasche erfüllt oder an deren Stelle Hohlräume getreten sind. Außerdem durchziehen körnige Aggregate von Dolomit und Kalkspat in Schnüren und Adern die Gesteine und treten meist schon makroskopisch deutlich hervor. Oolithische Dolomite *(Südtirol)* sind im allgemeinen sehr unvollkommen ausgebildet.

Nach den Beimengungen unterscheidet man tonige, sandige, mergelige, eisenschüssige und bituminöse Dolomite; auch eigentliche Stinkdolomite sind bekannt. Doch sind im allgemeinen die Beimengungen in normalen Dolomiten weniger verbreitet als im Kalkstein, wie auch kräftigere Farben, namentlich dunkelgraue und schwarze, beim Dolomit sehr selten sind, und das Gestein meist lichtgrau, bräunlich bis gelblich gefärbt ist.

Der Dolomit ist widerstandsfähiger als der Kalkstein und namentlich ist die chemische Korrosion durch kohlensäurehaltige Wässer geringer; es fehlen daher die charakteristischen Lösungsformen, während andernteils die Häufigkeit des Vorkommens von Dolomit in Form von Riffen gerade bei diesen Gesteinen die auf Taf. IV, Fig. 2 dargestellten großartigen Felsszenerien in zahlreichen Gebieten bedingt.

Die Verwitterungsoberfläche der Dolomite ist im allgemeinen rauh und uneben, doch darf man nicht etwa die zellige Struktur der Rauhwacken als einfaches Auslaugungsphänomen erklären, wobei etwa der kalkige Bestand des Gesteins entfernt worden wäre, vielmehr ist diese löchrige Beschaffenheit ein Ergebnis der Dolomitisierung selbst und hat ihre Analogie in der Ausbildung des Galmei und anderer im Kalkstein auftretender, metasomatischer Produkte. Ein Gehalt an Eisen und Mangan bringt häufig eine kräftige Färbung der verwitternden Oberfläche mit sich.



Fig. 157. Dolomit. Endogene, durch Kalkspat verkittete Brekzie. Ortler.

Unter der Einwirkung der gebirgsbildenden Prozesse verhält sich der Dolomit viel weniger plastisch als der Kalkstein; er wird im stark gefalteten Gebirge fast stets zu einer endogenen Brekzie, welche aus kleinen, eckigen Gesteinsstückchen zusammengesetzt erscheint, die durch ein mannigfaches Adersystem vom Kalkspat verkittet sind, wie das Fig. 157 und in besonderer Regelmäßigkeit Fig. 2 auf Taf. V zeigt. Bei der Verwitterung löst sich der Kitt leichter als das Gestein, und die mächtigen Schutthalden kleiner, eckiger Trümmer sind z. B. ein Charakteristikum des Hauptdolomits der Alpen. Sehr selten findet man dagegen im Dolomit die krummlinigen Adern der Kalksteine, ebenso selten sind hier Drucksuturen und Stylolithen.

Dolomite kennt man aus allen geologischen Formationen, doch ist ihre Entwicklung in den älteren und mittleren Perioden unzweifelhaft viel großartiger als in den jüngeren. In zahlreichen Fällen ist die Verbindung von Dolomit mit Steinsalz und Gips nachweisbar, da eben im konzentrierten Meerwasser die Verhältnisse für die Dolomitisierung besonders günstig liegen. Dolomite sind einesteils unzweifelhafte Pseudomorphosen nach ursprünglich magnesiaarmen Kalksteinen, namentlich nach Korallenriffen, deren großlöcherige Beschaffenheit auch im Dolomit erhalten ist. Hier ist die Zufuhr der Magnesia im Stadium der Diagenese anzunehmen. Aber man trifft Dolomit

andernteils in schichtigen Einlagerungen von oft recht geringer Mächtigkeit mit normalem Kalk wechsellagernd, so daß hier viel eher ursprünglich dolomitische Sedimente anzunehmen sind, deren Bildung allerdings schwierig zu deuten ist, da wir eben nirgends eine Sedimentbildung beobachten können, welche Normaldolomit wäre. Die diagenetische Dolomitbildung dagegen wurde auch an rezenten Korallenriffen unter dem Einfluß der sich konzentrierenden, erwärmten Gewässer der Lagunen nachgewiesen.

Anhang:

Sonstige Karbonatgesteine.

Wo innerhalb von Kalken mächtigere Massen von Eisenspat (auch von Zinkblende und Bleiglanz resp. von Galmei) auftreten, wo grobkörnige Magnesite sich stockförmig in diesen entwickeln, da pflegen die Grenzzonen aus Dolomit resp. noch magnesiareicheren Mischungen oder aus Ankerit zu bestehen. Doch ist hier der Dolomit resp. Ankerit analoger Entstehung mit den Erzmassen, die er häufig wie ein Mantel umhüllt (*Gyalár* bei Vajda-Hunyad in Siebenbürgen). Solche Mineralaggregate gehören zu den betreffenden Erzlagerstätten und daher mit diesen in die Lagerstättenkunde. Man trifft Einlagerungen dieser Art bald in unregelmäßigen Stöcken in den Kalken der verschiedensten geologischen Formationen, bald sind eigentlich schichtige Formen bekannt, welche oft in ausgedehnten Gebieten in annähernd demselben Horizont auftreten und den Charakter echter Sedimentgesteine an sich tragen. Die in den Kalksteinen auftretenden Stöcke sind zum Teil durch Verdrängung des Kalkes mittelst der Erzlösungen entstanden (*Hüttenberg* in Kärnten), von durchaus regelloser Form und Struktur (Fig. 158), zum Teil sind es eigentliche Höhlenfüllungen, oft von prächtiger, schalig-stalaktitischer Beschaffenheit (*Raibl* in Kärnten). Solche Gesteine bestehen vorherrschend aus Erz, oder es ist neben diesem eine Gangart, meist Ankerit oder Schwerspat, entwickelt. Die in eigentlich schichtiger Lagerungsform auftretenden karbonatischen Erzgesteine enthalten meist Spateisen in dichten Aggregaten, welches im Kohleneisenstein oder black band mit Ton, Sand und Kohle in wechselnden Mengen gemischt, ein meist schwarzes, matt brechendes Gestein zusammensetzt. Derselbe ist ein echtes Sediment und bildet bald ausgedehnte Flöze, bald mehr lentikuläre Einlagerungen, welche in die

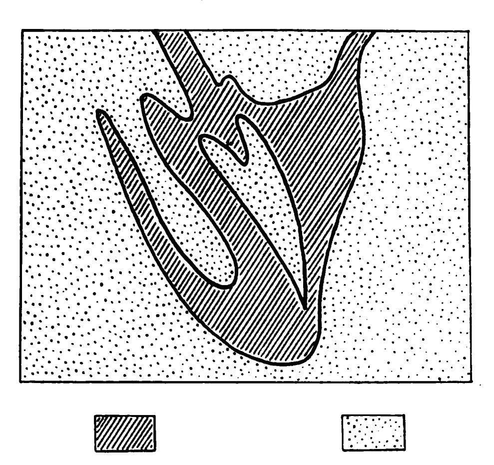


Fig. 158. Unregelmäßige Form eines Spateisenputzens im Marmor von Hüttenberg, Kärnten.

oft einen Fossilrest im Innern enthaltenden Konkretionen von Sphärosiderit übergehen. Erstere gehören in der Hauptsache zum Karbon *(Bochum, Gelsenkirchen)*, letztere treten in verschiedenen Formationen bis zum Tertiär auf (*Bilin* in Böhmen).

Ferner müssen hier die Eisenoolithe, Linsenerze oder Minetten besprochen werden, obwohl diese nicht aus Karbonat, sondern aus Brauneisen, seltener auch aus Roteisen bestehen. Abgesehen von der Farbe haben sie den äußern Habitus der Oolithe und bestehen aus rundlichen Körnern von Toneisenstein oder Brauneisenstein in einem mehr tonigen oder eisenschüssigen, untergeordneten Bindemittel. Sie treten in ungemein aushaltenden Lagern, namentlich im Dogger auf *(Lothringen, Luxemburg)* und werden bald als metamorphosierte Kalkoolithe bald als ursprüngliche Sedimente angesehen. Der Übergang der Oolithkörner in dunkelgrüne bis schwarze Eisenoxydsilikate ist für einzelne Vorkommnisse recht bezeichnend: hierher gehören die *Thüringer* Thuringitoolithe und die Chamositoolithe in *Böhmen*, beide dem Silur angehörig. Dagegen können die als Bohnerz bezeichneten, oft recht konglomeratähnlichen Gebilde nicht mehr als Gesteine bezeichnet werden; dieselben bilden Spaltenausfüllungen meist im Jura.

Hier schließen sich an: die Vorkommnisse von Magnesit, obwohl auch diese nicht den Charakter eigentlicher Gesteine haben. Magnesit findet sich in größeren Massen unter zweierlei Formen, einesteils in Nestern, Gängen und Adern von steingutähnlicher, dichter Beschaffenheit, rein weißer Farbe und vollkommen muschligem Bruch in Serpentinen, andernteils in meist recht grobkörnigen, mehr schmutziggrauen bis gelblichen Aggregaten mit einem Gehalt an Eisen- wie an Kalkkarbonat in eigentlichen Stöcken innerhalb von Kalksteinen und in diesen durch Dolomit übergehend. Die letzteren trifft man ausschließlich in der Nähe granitischer Stöcke, und ihre Bildung ist zurückzuführen auf die Einwirkung postvulkanischer Prozesse, speziell heißer, magnesiahaltiger Quellen auf den Kalkstein, dessen tonige Zwischenlagen dann öfter zu Talkschiefer geworden sind, oder aber der wenig veränderte, dunkelgraue Tonschiefer ist mit flachen, größeren, weißen Rhomboedern von Magnesit durchsetzt, Pinolit.

Kontaktmetamorphismus der Karbonatgesteine. Wo Kalksteine in den Kontaktbereich eines Tiefengesteins gekommen sind, erscheinen sie in körnigen oder kristallinischen Kalk, Marmor im engeren Sinne, umgewandelt, welcher im allgemeinen um so grobkörniger ist, je näher er dem eruptiven Herd liegt. Von dem dichten oder gemeinen Kalkstein unterscheiden sich aber auch die entfernteren, feinkörnigen, „halbkristallinischen“ Marmore dadurch, daß sie rein kristallinische Struktur besitzen, und daß auch die klastischen Beimengungen zur Bildung authigener Gemengteile aufgebraucht sind, die bald in einzelnen Einsprenglingen hervortreten und eine porphyrartige Struktur bedingen, Kalziphyr (franz. calcaire à minéraux), oder aber,

wie die Glimmer, sich zu schaligen Lagen zusammensetzen, Zipollin oder Zwiebelmarmor (ital. cipolla, Zwiebel).

Die Kontaktmetamorphose wirkt auch beim Kalkstein einfach umkristallisierend, reine Kalke werden daher zu reinem Marmor, der zunächst an der Berührung mit dem Eruptivgestein oft ungemein großkörnig und manchmal himmelblau, auch zitronengelb oder rosa gefäbt ist. Diese Farben sind wenig wetterbeständig und verschwinden auch mit der Entfernung vom Eruptivgestein rasch; das Gestein erscheint dann gewöhnlich graublau oder weiß, bald noch in mehrere Zentimeter dicken Platten durchscheinend, Lychnites von *Paros* (griech. lychnos, Lampe), bald sehr wenig durchscheinend, wie der Ordinario von *Carrara*. Meist ist es in mannigfachster Weise mit dunkleren, verschwommenen „Adern“ durchwoben und geflammt, in welchen Graphit als mikroskopisch feiner Staub vorhanden ist. In andern Vorkommnissen erscheint Graphit in größeren, oft prächtig ausgebildeten Kristallen (*Pfaffenreuth* bei Passau), er dürfte in letzterem Fall dem Gestein sekundär zugeführt sein. Einzelne organische Bestandteile, so namentlich die beim Stinkkalk erwähnten skatolähnlichen Verbindungen, sind übrigens selbst sehr intensiver Metamorphose gegenüber recht widerstandsfähig, und ungemein stark riechende Stinkmarmore sind unter den grobkörnigen *(Sterzing)* wie unter den mittelkörnigen (*Wolfsberg* in Kärnten) und den feinkörnigen (bardiglio oder bleu turquin von *Carrara*), grauen oder weißen Marmoren weit verbreitet.

Körnige Kalke enthalten zahlreiche akzessorische Mineralien, welche bald in einzelnen Kristallen, oft von nicht unbedeutender Größe mit gerundeten Kanten und mit angeschmolzenen Flächen im Gestein verteilt sind, bald zu größeren Putzen und Nestern sich konzentrieren, in denen der Gehalt an Kalkspat ganz zurücktritt. Hierher gehört der Skarn (schwed. = Abraum) der oxydischen Erzlagerstätten *(Moravicza, Långban, Franklin Furnace)*, welcher die unregelmäßigen Erzkörper im Kalk und Dolomit wie eine Art Mantel umgibt, und ein Teil der sog. Kalksilikatfelse oder Kalksilikathornfelse. Solche bilden oft größere und kleinere Nester, die nicht selten sulfidische und oxydische Erze enthalten wie die sog. Eisknöpfe von *Auerbach* an der Bergstraße, oder sie treten als Grenzzone zwischen Kalk und Eruptivgestein auf, welche aber selten mehr als einige Dezimeter breit wird. Endlich bilden sie eigentliche

Gänge, oft mit deutlich bilateral symmetrischer Struktur und kleinen Apophysen innerhalb des Kalkes. Fig. 159 stellt einen derartigen Granatgang mit beiderseitigem Wollastonitsalband dar, dessen Fasern senkrecht zum Gang aufgeschossen und von einigen kleinen Apophysen des braunen Granats durchsetzt sind.



Fig. 159. Granatgang mit Wollastonitsalband im Marmor von Auerbach an der Bergstraße.

All diese Bildungen, zum Teil sehr grobkörnige und mineralreiche Aggregate, vorherrschend von Granat, Amphibol, Pyroxen, Epidot, Vesuvian, Chlorit, Glimmer etc., sind zweifellos nicht normale Umwandlungsprodukte, welche etwa aus lokal gehäuften Unreinheiten hervorgingen, sondern weit vorherrschend sekundäre Bildungen, aus der Reaktion vulkanischer Agentien auf die Bestandteile des Kalkes entstanden. Darauf weist auch die Erscheinung hin, daß solche Aggregate besonders gern als Zwischenbildung von Eruptiv- und Sedimentgesteinen auftreten, wo die gegenseitige Beeinflussung natürlich am nächsten liegt.

Wenn man, wie dies in der Geologie auch heute noch weit verbreitet ist, das Auftreten dieser Kalksilikatfelse geradezu als einziges Kriterium der kontaktmetamorphen Veränderung gegenüber der Dynamometamorphose ansieht, so stellt man damit den

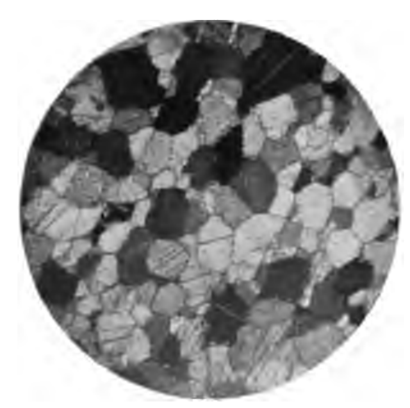


Fig. 160. Pflasterstruktur. Marmor (ordinario), Carrara, Italien.



Fig. 161. Verzahnte Struktur. Marmor (statuario), Carrara, Italien.

Kalkstein in einen Gegensatz zu allen übrigen Gesteinen, bei welchen stets die Kontaktmetamorphose eine einfache Umkristallisation ist.

Allerdings gibt es neben den besprochenen eine andere Reihe von Kalksilikatfelsen, die jenen petrographisch sogar sehr ähnlich werden können, im allgemeinen aber an Stelle des eisenreichen Granats oder Epidots, welche

dort herrschen, eisenärmere Mischungen enthalten; solche Bildungen haben die Zusammensetzung mergeliger Sedimente, aus denen sie hervorgingen, und sie treten als echte, schichtige Bildungen von ungemein wechselnder Zusammensetzung auf, entsprechend dem Wechsel der ursprünglichen Sedimente *(Fassatal, Großvenediger).* Sie sind nicht an Erzmassen gebunden und finden sich ebensowenig als Zwischenbildungen, sondern stellen ein normales und gewöhnlich auch deutlich geschichtetes Glied der Reihe der Kontaktgesteine dar.

Die körnigen Kalke zeigen zwei verschiedene Strukturformen, von denen die eine die normale Pflasterstruktur ist (Fig. 160), während die andere durch intensive Verzahnung der einzelnen Körner (Fig. 161) auffällt. Die Ursache dieser Modifikationen, welche oft in einer Lagerstätte in allen Stadien nebeneinander auftreten, ist nicht bekannt, ja auch in der äußern Erscheinungsform der Gesteine ist kein Anzeichen davon zu sehen. Jedenfalls aber darf man nicht in diesem Unterschied der Struktur einen Hinweis auf verschiedene



Fig. 162. Mechanische Struktur. Marmor mit gebogenen Lamellen, Wunsiedel.



Fig. 163. Kataklasstruktur. Marmor, Stieregg bei Grindelwald, Berner Oberland.

Bedingungen bei der Umkristallisation suchen, dagegen spricht schon ihre lokale Verknüpfung z. B. in den Marmorlagerstätten von Carrara. Wenn man z. B. die Pflasterstruktur als typisch für Kontaktmarmore, die verzahnte als bezeichnend für dynamometamorphe angenommen hat, so widerspricht dies direkt der Art des Vorkommens in der Natur. Die ersteren neigen ferner zu sandiger Verwitterung, die verzahnten, die indes nicht widerstandsfähiger sind, zeigen mehr eine gleichmäßige Auslaugung.

Der Kalkspat ist zum Teil völlig rein und klar, viel häufiger aber bestäubt, und namentlich findet man oft einzelne, größere Körner erfüllt von feinst verteiltem Graphit, eine Erscheinung, welche äußerste Ähnlichkeit mit dem mikroskopischen Bild der makroskopisch erkennbaren Krinoideenreste hat (Fig. 150, S. 270). Was die Zwillingslamellierung betrifft, so fehlt diese wohl niemals, ist aber oft recht unbedeutend. Besonders hervortretend, selbst in geradezu faseriger Ausbildung mit Stauchungserscheinungen ist sie in jenen Marmoren, welche in plastischem Zustand deformiert worden sind (Fig. 162), während dagegen in den größeren Kristallresten der zermalmten Kalke (Fig. 163)

kaum eine Steigerung der Lamellierung auch bei weitestgehender Kataklase vorhanden ist. Auch zwischen der Menge der Zwillingslamellen und dem während der Umkristallisation herrschenden Druck scheint kein Zusammenhang vorhanden zu sein; normale und Piëzokontaktmetamorphose zeigen in dieser Richtung keinen deutlichen Unterschied.

Im Gegensatz zu dem stets formlosen Kalkspat zeigt der Dolomit oft eine Tendenz zu kristallographischer Entwicklung, und in vorherrschendem Kalk findet sich das Mineral in deutlichen Rhomboedern. Sonst weist es meist Pflasterstruktur auf, die Gesteine sind makroskopisch zuckerkörnig und zeigen pulverige Verwitterung; seltener ist Dolomit verzahnt und dann äußerst kompakt. Plastisch deformierter Dolomit scheint nicht vorzukommen, da das Mineral sehr spröde ist, und über die Zwillingslamellen gilt hier im übrigen das beim Kalkspat Gesagte, nur daß sie vielleicht durchschnittlich etwas weniger reichlich sind und den Flächen von — 2 R folgen.

Die kontaktmetamorphe Umwandlung der Karbonatgesteine läßt wieder deutlich zwei verschiedene Formen erkennen, von welchen die eine als normale, die andere als Piëzokontaktmetamorphose zu bezeichnen ist, von denen die erstere etwa der tiefsten Stufe der Umwandlung bei den Dynamometamorphikern entspricht, in der sich die Wirkung der erhöhten Temperatur besonders sichtbar macht, während die letztere deren mittlere und obere Stufen darstellt, in welchen die Hauptwirkung der Pressung zugeschrieben wird. Bei normaler Kontaktmetamorphose treten die dolomitischen, tonigen und sandigen Verunreinigungen des Gesteins untereinander und mit dem Kalk- resp. Magnesiakarbonat in Reaktion, und es stellt sich ein für die erhöhte Temperatur und die dabei erreichte Beweglichkeit der Moleküle stabiler Gleichgewichtszustand her. Da die kohlensaure Magnesia bei viel niederer Temperatur kalziniert wird als das Kalkkarbonat, findet sich manchmal Periklas im körnigen Kalk. In andern Fällen aber kristallisiert auch das Magnesiakarbonat um, und es entsteht der körnige oder kristallinische Dolomit, Dolomitmarmor, von meist rein weißer Farbe, selten recht grobkörnig *(Ceylon)*, meist ziemlich feinkörnig (*Furuli* in Norwegen) und jedenfalls feinkörniger als mit ihm zusammen vorkommender Kalk. Andernteils verbindet sich die Magnesia mit Tonerde zu Spinell oder mit Kieselsäure zu Forsterit; durch spätere thermale Prozesse tritt dann öfters Hydratbildung ein: der Periklas wird zu Bruzit, der in dem weißen, feinkörnigen Predazzit und dem graulichen Penkatit von *Predazzo* in Pseudomorphosen nach Periklas auftritt, der Forsterit wird zu Serpentin, und die dann meist grüngefleckten Gesteine nennt man Ophikalzit.

Manche solcher Ophikalzite bilden Nester und Putzen im Kalk und zeigen häufig einen ausgesprochen zonaren Aufbau aus abwechselnden, serpentinreichen und serpentinarmen Lagen (Fig. 164), welcher Anlaß war, dieselben als organische Reste der Urzeit zu betrachten und mit dem Namen Eozoon zu bezeichnen. Eozoonkalke wurden zuerst von *Petite Nation* in Kanada beschrieben, Gesteine, welche immerhin eine auffallende, für Organismen aber viel zu wenig regelmäßige mikroskopische Struktur haben. Später wurden die Ophikalzite der verschiedensten Länder damit identifiziert, in denen diese strukturellen Erscheinungen aber überhaupt fehlen. Irgend eine besondere Bedeutung für die Geologie haben diese Bildungen nicht, es waren ursprünglich etwas dolomitische und kieselige Kalksteine, welche, wie dies bei körnigen Kalken so häufig ist, oft zu mächtigen Linsen aufgestaucht sind, in denen die unreinen Lagen nach Art unregelmäßiger Flammen eingelagert sind (Fig. 165).



Fig. 164. Eozoon canadense. Ophikalzit von Petite Nation, Kanada.

An die forsteritführenden Kalke schließen sich solche an mit einem Humitmineral, welches meist schon makroskopisch durch gelbe Farbe hervortritt; in andern finden sich Montizellit oder Wollastonit. Aus wieder anders zusammengesetzten Gesteinen kristallisieren Pyroxene, namentlich Diopsid und Fassait neben Amphibolen, vorherrschend dem Pargasit, in grünen oder schwarzen, seltener braunen, oft recht großen Kristallen. Sehr mannigfach gefärbter Kalkgranat kommt hinzu, der in größeren Dodekaedern auftritt, Mineralien der Epidotgruppe, Vesuvian, Gehlenit, Anorthit, auch alkalihaltige Feldspate, namentlich Albit, sehr selten Orthoklas. Glimmer bilden hier gern prismatisch entwickelte, tonnenförmige Kristalle, besonders der Phlogopit; untergeordnet finden sich Biotit und Chlorit. Größere, häufig blaue Kristalle von Apatit sind ziemlich verbreitet, auch Turmalin in meist lichteren Farben und Skapolith finden sich nicht selten. Sehr gemein ist Schwefelkies in einzelnen Kristallen, während von Titansäuremineralien nur der Titanit makroskopisch sichtbar ist; Rutil, Anatas und Zirkon sind selten und nur mikroskopisch sichtbar. Magnetkies,

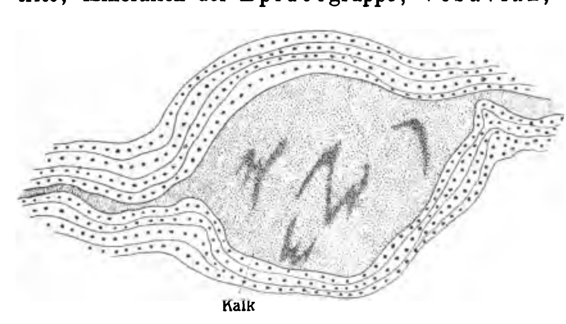


Fig. 165. Marmorlinse im Gneis durch Aufstauung einer dünnen Einlagerung entstanden. Steinhag bei Passau.

Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies und Buntkupfererz treten lokal, in einzelnen Lagen angereichert, namentlich in derben Knollen auf, und vereinzelt sind Kristalle von Molybdänglanz. Mineralien mit den seltenen Elementen Dysanalyt, Koppit, Pyrochlor, Monazit, Perowskit, Baddeleyit etc. trifft man besonders in den durch natronreiche Eruptivgesteine umgewandelten Kalken; sie entstammen dem betreffenden Magma. Auch die oxydischen Erze sind durchaus nicht immer aus ursprünglichen Gesteinsbestandteilen entstanden; am ehesten noch das hier seltene Titaneisen. Dagegen trifft man den Eisenglanz häufiger als Kluftausfüllung, so besonders in dem als Paonazzo oder Pfauenmarmor bezeichneten, ganz durchaderten Vorkommnis bei Carrara, und das Magneteisen ebenso wie die Oxyde von Mangan und Zink bilden die als Erzlagerstätten hochgeschätzten, gewaltigen Putzen in körnigen Kalken, welche mitsamt ihrem Skarnmantel durchaus den Charakter von Fremdlingen an sich tragen. Bemerkenswert ist, daß Tonerdesilikate sowie der Kordierit völlig fehlen, und daß auch das Kalksilikat, der Wollastonit, nicht allzu häufig ist.

Alle fremden Bestandteile der Kalziphyre sind im allgemeinen reich an runden Einschlüssen von Kalkspat und zeigen eine meist allerdings unvollkommene Kristallform überall, wo sie an Kalkspat angrenzen. Erst wenn der Kalkspat in dem Gemenge sehr zurücktritt, entwickeln sich die Kalksilikatfelse, die bald deutlich körnig sind und nach dem vorherrschenden Mineral: Granatfels, Epidotfels oder Epidosit, Vesuvianfels etc. heißen, bald adinolähnlich dicht erscheinen und zum Teil Erlan genannt wurden.

Bei der Piëzokontaktmetamorphose wird die Kohlensäure nicht ausgetrieben, es kristallisieren die Karbonate neben Tonerde und Kieselsäure, und die so entstandenen körnigen Kalke enthalten fast immer gerundete Kristalle von Quarz, in den Dolomiten beobachtet man statt des Spinells den Korund, öfters begleitet von Diaspor. Die sonstigen Bestandteile sind neben Graphit, Apatit, Turmalin und Titanit vor allem Albit, Glimmer verschiedener Art und Chlorit, und die mit dem Auftreten der schuppigen Mineralien verbundene, schieferige Beschaffenheit der Gesteine hat zu dem Namen der Kalkglimmerschiefer für besonders schieferige Vorkommnisse geführt. Bezeichnend ist ferner das Vorkommen von Tremolit und Strahlstein und von verschiedenen Gliedern der Epidotgruppe, während die häufigsten Mineralien normaler Kontaktkalke wie Forsterit, Humit, Granat, Vesuvian, Wollastonit etc. hier vollkommen fehlen.

Im Kontaktbereich mächtiger Intrusivmassen sind Kalksteine noch auf Entfernungen metamorphosiert, in denen z. B. die Tonschiefer keine Spur einer Einwirkung mehr zeigen, und selbst an verhältnismäßig untergeordneten Gängen z. B. von Basalt trifft man öfters eine Marmorisierung. Im Marmor ist sehr häufig

der schichtige Charakter völlig verwischt, und die Gesteine brechen durchaus massig. Auch die Aderung, die in dichten Kalken so verbreitet ist, sieht man in körnigen nur noch ausnahmsweise und dann ganz verschwommen (*Grastal* in Kärnten). Dagegen treten die Drucksuturen lokal besonders kräftig hervor, indem sie, mit glimmerigem Eisenglanz erfüllt, sich von dem lichten Untergrund kräftig abheben (*Siena,* Taf. V, Fig. 1). Merkwürdig ist die Erhaltung einzelner Fossilreste, namentlich von Krinoideen, die auch in recht grobkörnigen Kalken und Dolomiten nicht selten makroskopisch deutlich sind und zumal auf polierter oder verwitterter Fläche hervortreten. Auch ihre Struktur ist mikroskopisch oft noch in großer Vollkommenheit zu erkennen (Fig. 166), meist allerdings völlig verwischt, und man beobachtet oft nur einen gleichmäßig verteilten, graphitischen Staub in den einheitlichen Kalkspatkörnern.



Fig. 166. Krinoideenstielglied in grobkörnigem Marmor vom Bayum-Kol-Tal, Tian-Schan.

Es kann nicht auffallend erscheinen, daß die in ihren Grundzügen verschiedenen Arten der Kontaktmetamorphose sich miteinander vermischen, und man beobachtet so z. B. auch in Gebieten, in welchen die Umkristallisation unter besonders erhöhtem Druck vor sich ging, in den innersten Kontaktzonen eine Hinneigung zur normalen Kontaktmetamorphose, da eben hier die Hitzewirkung besonders hervortretend ist. So sind beide Typen durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden, und es stehen z. B. die körnigen Kalke des *Fichtelgebirges* mit ihrem Gehalt an Quarz und oft reichlicher Glimmerentwicklung vermittelnd zwischen den normalen Kontaktkalken des *Fassatales* und den Kalkglimmerschiefern des *Großvenedigers.*

Im Stadium der Kontaktmetamorphose müssen Kalke ein hohes Maß von Plastizität gehabt haben, sie sind daher mit ihrem Nebengestein in der mannigfachsten Weise verknetet. So sind körnige Kalke häufig zwischen Schiefern zu mächtigen Linsen aufgestaut (Fig. 165, S. 289), oder einzelne Teile sind von der Hauptmasse abgeschnürt (Fig. 2, S. 6), ja selbst in Klüfte des geborstenen Nebengesteins hineingepreßt, so daß sie zu eigentlichen Gängen werden (*Cirque d' Arbizon,* Pyrenäen). In andern Fällen sind härtere Gesteine im Kalk selbst gebrochen und geborsten, und die einzelnen Bruchstücke liegen oft völlig voneinander abgetrennt im Kalkstein eingebettet (Fig. 1, S. 6). Weitaus in den meisten Fällen sind all diese Bewegungen ausschließlich aus der Lagerungs-

form des Kalkes zu entnehmen, in seiner inneren Struktur aber in keiner Weise angedeutet, so daß es nicht zweifelhaft sein kann, daß die Bewegungen vor der Kristallisation des Kalkes abgeschlossen waren.

Dagegen gibt es eine Reihe eigentlich dynamometamorpher, körniger Kalke, welche durch die gebirgsbildenden Prozesse nach ihrer Kristallisation umgeformt wurden; in diesen erkennt man unter dem Mikroskop weitestgehende Zertrümmerung der Kalkspatkörner, von denen nur einzelne größere Reste mit gebogenen und gewundenen Zwillingslamellen erhalten sind (Fig. 163, S. 287). Makroskopisch erscheinen solche Gesteine mehr oder minder dicht, auch porphyrartig durch vereinzelte größere Körner; sie sind matt und wachsähnlich und von ungemein spröder Beschaffenheit (*Saillon* bei Sitten, Schweiz, *Annenheim* am Ossiacher See). An Stelle einer Erhöhung der kristallinischen Beschaffenheit tritt somit auch bei den Kalksteinen unter der Wirkung des einfachen Druckes eine Zertrümmerung.

Endlich gibt es noch eine Reihe von körnigen Kalken, welche sehr intensive Störungen in der mannigfachen Biegung ihrer Zwillingslamellen erkennen lassen (Fig. 162, S. 287), deren einzelne Körner oft aus krummlinigen Fasern zu bestehen scheinen, in denen aber Erscheinungen der Zertrümmerung sehr untergeordnet sind (*Candoglia* bei Ornavasso). Hier ist die Annahme gerechtfertigt — und sie wurde auch durch das Experiment bestätigt —, daß der Druck auf das schon umkristallisierte Gestein wirkte, welches aber noch von den Agentien der Kontaktmetamorphose durchtränkt war; in der erhöhten Temperatur besitzt der Kalkspat ein eminentes Maß von Plastizität.

Heutzutage werden im allgemeinen nur diejenigen körnigen Kalke, welche reich an deutlich hervortretenden akzessorischen Bestandteilen sind, als Kontaktgebilde anerkannt, und die übrigen bald als Bestandteile der kristallinischen Schieferformationen, Urkalk, bald als regional-, speziell dynamometamorphe Gesteine angesehen. Ein eingehendes Studium ergibt aber, daß von petrographischem Standpunkt aus diese Trennung nicht aufrecht erhalten werden kann, und die geologischen Verhältnisse sind in zahlreichen Fällen in noch höherem Maße beweisend für die allen gemeinsame, kontaktmetamorphe Entstehungsweise aus sedimentären Kalken der verschiedensten geologischen Formationen.

In erster Linie ist zu betonen, daß in besonders weiter Verbreitung die aplitischen Injektionsadern im Marmor zu echten Gängen von Pegmatit werden, welche vor allem reich an Turmalin und Kalkgranat sind. Diese sind besonders verbreitet in den *zentralalpinen* Marmorlagerstätten, welche als Typen dynamometamorpher Entstehung angesehen werden. Gerade hier sucht man kaum je vergebens nach diesen Zeugen der vulkanischen Tätigkeit, von denen aus öfters auch eine Imprägnation

des Kalkes mit Turmalin erfolgte. Am Kontakt mit Pegmatit fehlen ferner die übelriechenden Bestandteile, oder sie sind, wie z. B. in dem am stärksten riechenden Stinkmarmor des *Fraßtals* bei Wolfsberg in Kärnten, ersetzt durch zartrote oder gelbe Färbung, welche wohl, ebenso wie der Geruch, auf Indolderivate hinweist.

Aber nicht nur Pegmatite, sondern auch das übrige Ganggefolge der Granite setzt lokal in die körnigen Kalke über, welche außerdem mit der Annäherung an die Intrusivmasse selbst grobkörniger werden, so daß ein Zweifel an ihrer Umkristallisation durch Kontaktmetamorphose in solchen Fällen nicht möglich ist. Dasselbe gilt z. B. für die Urkalke des *Fichtelgebirges,* in



Fig. 167. Wände von Kalkglimmerschiefer. Bretterwände bei Virgen am Großvenediger.

denen Gänge turmalinreicher Aplite aufsetzen, oder für jene des *Bayrischen Waldes,* in welch letzteren der Pegmatit den Porzellanspat (Skapolith) führt; beide Vorkommnisse treten innerhalb normaler Kontaktgesteine auf, diese in injizierten Kordierithornfelsen, jene in mehr phyllitartigen Gesteinen.

Die Verwitterungsformen der kontaktmetamorphen Kalksteine sind übereinstimmend mit jenen des kompakten, gemeinen Kalksteins mit ihren mannigfachen Auslaugungsformen, während für körnige Dolomite der sandige Zerfall besonders bezeichnend und oft recht tiefgehend ist. Es fehlen diesen im allgemeinen die grotesken Felsformen der nicht kristallinischen. Besonders charakteristisch sind die glatten Wände der steilgestellten Kalkglimmerschiefer der *Zentralalpen* (Fig. 167), welche oft tief hinein vermorscht sind.

Während so in zahlreichen Fällen die Kontaktmetamorphose als Ursache der kristallinischen Beschaffenheit des Marmors feststeht, trifft man andere, bei welchen ein Eruptivgestein als Agens nicht nachweisbar ist. Zu diesen gehört das großartigste Vorkommen der Welt überhaupt, das Marmorgebirge der *Apuanischen Alpen*, welches von *Carrara* bis gegen *Pisa* sich ausdehnt und heute allein etwa 90 % der gesamten Weltproduktion an körnigem Marmor liefert. Dieser, ziemlich dicht und von recht gleichmäßig weißer Farbe, soll der oberen Trias angehören und wird überlagert von glimmerschieferähnlichen Gesteinen, während sein Liegendes manchmal von Ottrelithschiefern gebildet wird, und dichte, graue, dolomitische Gesteine, die grezzoni, von ziemlich unveränderter Beschaffenheit allenthalben den Untergrund der ganzen Marmorformation bilden. Sie werden unterteuft von Gesteinen, welche bald als andalusitführende Glimmerschiefer ausgebildet bald serizitisierte Quarzporphyre sind, welche die italienischen Geologen als permiano zusammenfassen. Die Schichten sind zum Teil stark gefaltet, zum Teil nur in geringem Maße disloziert, ohne daß ein erkennbarer Unterschied in der Beschaffenheit des Marmors, der Grezzoni oder ihrer Unterlage mit dem Wechsel der mechanischen Deformation erkennbar wäre.

Der Marmor ist vorherrschend feinkörnig, nicht geschichtet und bricht nach drei schief aufeinanderstehenden Richtungen, deren Winkel an das Kalkspatrhomboeder erinnern. Dabei ist er in Blöcken von beliebiger Größe zu erhalten (Fig. 168). Im allgemeinen ist er wenig durchscheinend und durch grauliche, verschwommene, eckig und zackig verlaufende Adern „marmoriert“; man bezeichnet diese herrschende Varietät als Ordinario oder blanc clair. In diesem finden sich untergeordnete Nester, welche oberflächlich durchaus rein weiß und mit einem etwas gelblichen Ton durchscheinend sind, der berühmte Statuenmarmor oder Statuario. Von den zahlreichen Abarten des Marmors, welche bei Carrara unterschieden werden, sind vor allem zwei weitere von Interesse, weil diese neben den Andalusit und Ottrelith führenden Schiefern einigermaßen einen Anhaltspunkt für die genetischen Beziehungen geben. Das ist der Pavonazzo oder Paonazzo (ital. pavone, Pfau), ein Statuenmarmor mit zahlreichen, in der Form den Drucksuturen sehr ähnlichen, von Eisenglanz ausgekleideten Adern, und der Zipollino des *Monte Brugiana* bei Massa, in dessen glimmerreicheren Lagen der Turmalin eine nicht geringe Rolle spielt; auch in den lokal auftretenden Reibungsbrekzien, z. B. im Brecciato von *Stazzema* bei Serravezza, kann dieses Mineral nachgewiesen werden.

Es fehlen aber den Lagerstätten von Carrara nicht nur die nachweisbare Nachbarschaft einer Intrusivmasse, sondern ebenso die Pegmatitgänge und ähnliche Äußerungen des Vulkanismus. Vereinzelte Adern mit wasserklarem Quarz können nicht wohl als Äquivalente angesehen werden. Bemerkenswert ist ferner, daß überall die nicht kristallinischen Grezzoni das Liegende der Marmorschichten bilden, während man doch im allgemeinen für kontaktmetamorphosierende Prozesse die Agentien von der Tiefe aus wirksam denken muß. Die dolomitische Beschaffenheit der Grezzoni läßt diese allerdings als weniger empfindlich gegenüber von Einwirkungen erscheinen. Diese nicht kristallinische Beschaffenheit der Unterlage steht aber ebenso allen sonstigen Versuchen der Erklärung entgegen, welche namentlich im Dynamometamorphismus gesucht wurden. Gegen diesen letzteren spricht auch auf das bestimmteste die



Erscheinung, daß in den Apuanischen Alpen auch nicht der leiseste Zusammenhang zwischen dem Maße der Dislokation und der Beschaffenheit des Marmors gefunden werden kann.

Die Erfüllung der Drucksuturen des Pavonazzo mit Eisenglanz und das Vorkommen von Turmalin weisen dagegen auf die Mitwirkung kräftiger Agentien hin, welche im allgemeinen als Begleiterscheinungen vulkanischer Tätigkeit gelten, und die im Liegenden wie im Hangenden des Marmors auftretenden Schiefer haben vollständig den petrographischen Charakter kontaktmetamorph umgewandelter Gesteine. Da des ferneren auch in der Beschaffenheit des Marmors selbst wie in den meist sehr untergeordneten Beimengungen



Fig. 168. Marmorbruch bei Carrara.

mikroskopischer Kriställchen von Quarz und Albit kein Unterschied gegenüber von echtem Kontaktmarmor zu finden ist, so wurden diese Gesteine hier abgehandelt, und die Annahme mag als nicht unwahrscheinlich ausgesprochen werden, daß die Marmorlagerstätten der Apuanischen Alpen den äußeren Zonen der Einwirkung eines in der Tiefe ruhenden Granitlakkolithen angehören, eine Annahme, welche viel eher als jede dynamometamorphe Theorie den Erscheinungen gerecht wird.

Was endlich die kontaktmetamorphe Beeinflussung der sonstigen Karbonatgesteine betrifft, so ist darüber sehr wenig bekannt. Wenn auch lokal von Eruptivgängen aus, welche Spateisen durchsetzen, eine Umwandlung zu Magneteisen deutlich zu verfolgen ist, so darf man diesen Röstungsprozeß

nicht schlechtweg auf die Tiefengesteine übertragen und etwa die Magneteisenlager überhaupt als umgewandelte Spateisenmassen ansehen. Weitaus in den meisten Fällen sind, wie oben angeführt, die betreffenden Karbonatgesteine selbst das Ergebnis der postvulkanischen Tätigkeit und somit überhaupt erst in der Periode des Nachlassens der vulkanischen Energie gebildet.

Organogene Kieselgesteine.

Vorherrschend aus Kieselsäure bestehende Gesteine können recht verschiedenartiger Bildung sein. Die Kieselsandsteine und die daran sich anschließenden Quarzite sind mehr oder minder veränderte, mechanische Sedimente, der Kieselsinter dagegen ist ein typischer, chemischer Absatz, ebenso wie der häufig auch als Quarzit bezeichnete Gangquarz. In andern Gesteinen ist die Kieselsäure oder wenigstens ein bedeutender Teil derselben sekundär zugeführt, wie in vielen schwarzen Kieselschiefern oder Lyditen, in zahlreichen Wetzschiefern etc., welche meist am Kontakt mit Eruptivgesteinen verkieselte Tonschiefer oder Kalksteine sind. Diesen stehen die organogenen Kieselgesteine als nicht unwichtige Gruppe gegenüber, die allerdings entsprechend dem geringen Kieselsäuregehalt der Verwitterungslösung gegenüber den Karbonatgesteinen mehr in den Hintergrund tritt. Die Kieselsäure abscheidenden Organismen sind fast ausschließlich mikroskopisch, und zwar Diatomeen und Radiolarien (Fig. 169), seltener die Kieselschwämme, von denen die beiden ersten sowohl im süßen als im Meerwasser leben, während die letzteren auf dieses beschränkt sind.

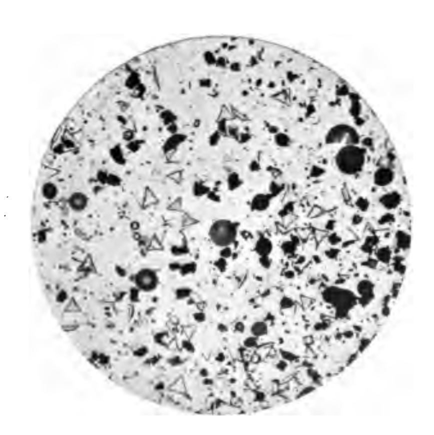


Fig. 169. Diatomeen und Radiolarien. (Aus Mergel, Insel Für, Jütland.)

Im Gegensatz zu der kristallinischen Beschaffenheit des von Organismen abgeschiedenen Kalkes ist die Kieselsäure der Skelette stets amorph, meist von glasähnlicher Beschaffenheit. Diese amorphe Kieselsäure ist in den zirkulierenden Gewässern ziemlich leicht löslich und kristallisiert besonders gerne zu Quarz um, wobei Auslaugung und Wiederabsatz des Gelösten eine große Rolle spielen und die Reste der organischen Struktur häufig ganz undeutlich werden. Zahlreiche dichte Quarzite sind zweifellos organischer Herkunft, aber man erkennt unter dem Mikroskop die ursprünglichen Organismen oft nur noch in wenig prägnanten Flecken von kohliger Substanz, die man im allgemeinen auf ursprüngliche Radiolarien zurückführt.

Die hauptsächlichen, rezenten Radiolarienschlicke, denen sich der Radiolarienmergel von *Barbados* anschließt, sind Tiefseesedimente, und man betrachtet daher gerne das Vorkommen bedeutenderer Ablagerungen von Hornstein (engl. chert), d. h. von völlig dichten, meist grau bis schwärzlich gefärbten Quarziten, als sicheres Anzeichen einer Tiefseebildung, wobei die

bemerkenswerte Erscheinung hervorzutreten scheint, daß sich besonders Diabase und sonstige basische Eruptivgesteine in der Gesellschaft dieser Bildungen finden. Indes scheint dabei bis zu gewissem Maße wenigstens eine Verwechslung vorzuliegen, indem diese auf die nächste Nachbarschaft von Diabaslagern beschränkten Kieselgesteine, so z. B. die Lydite im *Fichtelgebirge*, ihre Kieselsäure zum größten Teil den eruptiven Prozessen verdanken und auf thermalem Weg verkieselte Gesteine darstellen. Die Bezeichnung solcher Gesteine als Radiolarienhornsteine oder Radiolarit ist in dem heute üblichen Umfang wenigstens zu weitgehend.

Häufiger ist die Erhaltung von Diatomeenresten, namentlich in jüngeren Ablagerungen; sie setzen die weiße bis gelbliche, erdige Kieselgur, Infusorienerde oder Bergmehl zusammen, welche in meist untergeordneten Massen als Begleiter zahlreicher Torfmoore auftreten, als sonstige Süßwasserbildungen aber eine nicht allzu geringe Bedeutung haben. Die schieferig ausgebildeten, sehr porösen Abarten bezeichnet man als Polierschiefer, auch als Saug- oder Klebschiefer, wegen der Eigenschaft, daß sie an der Lippe kleben bleiben, indem sie hastig Feuchtigkeit anziehen. In diesen Gesteinen hat die Kieselsäure die ursprüngliche, amorphe Beschaffenheit bewahrt, in der sie von den Organismen ausgeschieden wurde; halb umkristallisiert erscheint sie im Tripel, der dabei etwas verhärtet ist. Völlig umkristallisiert, oft von löcheriger Beschaffenheit, mit verkieselten Süßwasserkonchilien, sind die in unregelmäßigen und ungeschichteten Massen auftretenden Süßwasserquarzite oder Limnoquarzite, welche bei besonderer Verbandfestigkeit als Mühlsteinquarzite Verwendung finden. Man unterscheidet sie auch mikroskopisch schwer und nur bei genauerem Studium vom Kieselsinter. Andere dieser Gesteine sind zu weißen, völlig dichten, muschelig brechenden Gesteinen geworden, die man Novakulite (franz. coticule) nennt.

Die leichte Löslichkeit der organogenen Kieselsäure bringt es mit sich, daß sie in den Gesteinen wandert, wodurch eine geringe Beimengung von Kieselorganismen in einem Sediment zur Bildung von Konkretionen führt, welche gerne schichtenweise sich anordnen, seltener zusammenhängende Schichten, sondern mehr Knollen bilden, welche auch als Verkieselung von Kalkorganismen, z. B. von Seeigeln, auftreten. Nur selten ist diese konkretionäre Kieselsäure amorph, wie in den Menilitknollen des Klebschiefers von *Ménilmontant* bei Paris. Häufiger ist sie feinkristallinisch, wie im Feuerstein und Hornstein. Man kennt derartige „Knollenhorizonte“ in den Kalksteinen der verschiedensten geologischen Formationen: im Karbon, im Jura, in der Kreide (Fig. 170, S. 298) etc. Manchmal tritt auch roter Karneol oder rot und gelb gebänderter Jaspis (*Kandern* in Baden) an Stelle der sonst meist rauchgrauen, in der mergeligen Kreide öfters auch sehr licht gefärbten Feuersteine.

Besonders häufig ist die wandernde Kieselsäure auch an Stelle von Hölzern getreten, deren Jahresringe, ja oft selbst die feinsten, mikroskopischen Strukturformen erhalten blieben, und die oft durch prächtige Farbenzeichnung hervorragend sind, wie in den verkieselten Wäldern von *Arizona*, deren verkieselte Stämme öfter noch aufrecht stehen. Schließlich sind auch ganze Schichten mehr oder minder vollständig verkieselt, z. B. in der Kreide, und dann beobachtet man auch hier noch die ungemein vollkommene Erhaltung der

Struktur der ursprünglichen Kalkorganismen. In andern Fällen entstehen auf diesem Wege Gänge von Hornstein und namentlich solche mit Quarzkristallen, die in kalkigen und mergeligen Sedimenten keine Seltenheit sind, z. B. die *Marmaroser* Diamanten, der Stinkquarz von *Pforzheim* etc.

Was das geologische Auftreten der organogenen Kieselgesteine betrifft, so findet man sie meist als recht untergeordnete Massen in allen geologischen Formationen, wobei wiederholt zu bemerken ist, daß eine Unterscheidung der hierhergehörigen Bildungen von den sonstigen, vorherrschend aus Kieselsäure bestehenden Gesteinen in den völlig umkristallisierten Vorkommnissen recht mißlich ist und somit namentlich für die älteren Ablagerungen die Frage nach der Genesis nur bei Berücksichtigung aller geologischen und petrographischen Momente einigermaßen gelöst werden kann.



Fig. 170. Kreide-Steilwände durch Feuersteinknollen gebändert. Étrétat bei Le Havre.

Gegenüber der lockern Beschaffenheit der jüngeren Kieselgesteine steht die ungemein große Verbandfestigkeit der älteren Bildungen, welche häufig stark zertrümmert und durch Adern von lichtem Quarz wieder verkittet sind. Daß unter diesen Vorkommnissen solche weit verbreitet sind, welche Pseudomorphosen nach Kalkstein darstellen, beweist das Auftreten von Kieseloolithen, von verkieselten Kalkschalen, von Drucksuturen etc. in solchen Kieselgesteinen. Die kristallinische Kieselsäure, aus welcher die umkristallisierten, organogenen Kieselgesteine bestehen, erweist sich im Gegensatz zu der ursprünglichen, amorphen als ungemein widerstandsfähig: die Einlagerungen von Hornstein z. B. bleiben in dem verwitternden Gebirge als Mauern stehen, und die Knollen konzentrieren sich oft im Detritus zu bedeutenden Konglomeraten, Puddingstein.

Phosphorit.

Der Apatit ist ein fast allgemein verbreitetes Mineral, der aber nur ganz lokal eine bedeutende Rolle spielt; den Hauptbestandteil bildet er im Phosphorit. Unter den Phosphoriten unterscheidet man zwei Typen: die einen, verhältnismäßig untergordnet, treten gangförmig in Eruptivgesteinen auf *(Estremadura, Norwegen, Kanada)*, sie haben für die Geologie wenig Be-

deutung; die andern sind Bestandteile von Sedimentgesteinen, welche oft über viele Quadratmeilen ausgedehnte Areale bedecken.

Verhältnismäßig selten ist das ganze Gestein ein eigentlicher Phosphoritfels von kompakter (rockphosphate von *Florida*) oder sandiger Beschaffenheit (sable phosphaté in *Nordfrankreich*). Beide im allgemeinen nicht in selbständigen Massen, sondern in Putzen und Taschen innerhalb von Kalken auftretend, stellen zum Teil direkte Pseudomorphosen nach diesen Gesteinen dar wie die ersterwähnten Vorkommnisse, in welchen die Form der Kalkfossilien noch erhalten ist, oder sie sind wie die letzteren durch die Wegführung des Kalkes entstanden, dessen ursprünglicher Phosphoritgehalt zurückblieb und nun den Sand in der Hauptsache zusammensetzt.

Abgesehen von gewissen Brachiopoden, haben die Wirbeltiere Skelette von phosphorsaurem Kalk, und auch in deren Exkrementen ist derselbe ein nicht unbedeutender Bestandteil. Einzelne Phosphoritvorkommnisse bestehen vorherrschend oder doch zum großen Teil aus Knochenresten, wie die quarternären, gewaltigen Ablagerungen in *Südkarolina;* in diesen ist bemerkenswert die vorzügliche Erhaltung der organischen Struktur des Knochens (Fig. 171). Viel häufiger aber trifft man den Phosphorit in mehr oder minder deutlich zonar und radial struierten Knollen, welche im Ton, Sand oder Kalk eingebettet und mit diesen oft stark verunreinigt sind. Öfter findet er sich auch in Form von Kalkkarbonatskeletten, aus welchen er durch diagenetische Metamorphose hervorgegangen ist; so kennt man in der Phosphoritkreide *Nordfrankreichs* das Mineral in Steinkernen nach Foraminiferen in gleichmäßiger Verteilung im Kalk, ebenso sind in Phosphorit umgewandelte Moluskenschalen dort ungemein weit verbreitet.



Fig. 171. Dünnschliff durch einen Knochen mit völlig erhaltener Struktur aus den permischen Wichita-beds von Texas.

Aber auch die runden oder ganz unregelmäßig geformten Knollen, welche in allen möglichen Formationen, oft in unglaublicher Menge vorhanden sind, dürften nur selten als sog. Koprolithe (griech. kopros, Koth) gelten, sondern sind in der Hauptsache Konkretionen aus dem Meerwasser, welche sich durch die verwesende organische Substanz gebildet haben. Die meisten dieser Phosphoritknollen zeigen namentlich die radialfasrige Struktur ungemein deutlich, sind aber gewöhnlich ziemlich wenig rein. Ihre Farbe ist meist recht dunkel, oft ganz schwarz.

Ihr verhältnismäßig hohes Gewicht > 3, und ihre nicht unbedeutende Härte ermöglicht eine leichte Isolierung, und man findet sie auch in der Natur nicht selten auf sekundärer Lagerstätte in besonderer Menge angereichert. Ein sicherer Nachweis aber ist nur durch die Phosphorsäurereaktion möglich. Auf die technische Wichtigkeit der ausgedehnteren Vorkommnisse dieser Art, welche das Material der Superphosphatproduktion liefern, braucht kaum besonders hingewiesen zu werden.

C. Die kristallinischen Schiefer.

Der Standpunkt, von welchem die als kristallinische Schiefer zusammengefaßten Gesteine hier betrachtet werden, ist im 9. Kapitel des ersten Teiles so ausführlich begründet worden, daß sich hier ein Eingehen auf denselben erübrigt. Kristallinische Schiefer sind in Zusammensetzung und Struktur, in petrographischem Charakter und geologischer Bedeutung ungemein verschiedenartige Gesteine, deren einziges Verbindungsglied die kristallinisch-schieferige Beschaffenheit ist. Doch darf weder auf die kristallinische Struktur noch auf die schieferige Ausbildung allzu bedeutendes Gewicht gelegt werden, denn es gibt ausgedehnte Vorkommnisse von „kristallinischen Schiefern", an welchen unzweifelhafte allothigene Bestandteile sich in nicht untergeordneter Menge beteiligen, wie z. B. in den hierhergerechneten, metamorphen Konglomeraten und Sandsteinen, und auf der andern Seite ist die Schieferigkeit mancher dieser Bildungen selbst bei größter Voreingenommenheit nicht zu entdecken, wie bei zahlreichen Eklogiten und kristallinischen Kalken, welche oft geradezu als Typen massiger Gesteine gelten können. Es wird des ferneren schieferig hier häufig mit gebändert verwechselt, dieses mit einer plattigen Absonderung, so daß die Verwirrung schließlich das äußerste Maß erreicht.

Als Definition des Begriffes, wie er heute für die Geologie besteht, läßt sich am ehesten folgende aufstellen: Als kristallinische Schiefer bezeichnet man Sedimente und Eruptivgesteine oder die Vermischung beider, wenn in denselben entweder eine von dem allgemein anerkannten Habitus eines Sediments oder Eruptivgesteins abweichende Struktur oder eine eigenartige mineralische Zusammensetzung beobachtet wird, oder das betreffende Vorkommnis zwischen Gesteinsreihen lagert, in denen einzelne Glieder eine dieser ungewöhnlichen Eigenschaften haben.



Fig. 1. Bändergneis. Untersulzbachtal, Großvenediger ... scharf vom Schiefer a...



Fig. 2. Gneis. Waldmichelbach ...



Fig. 3. Schuppengneis, Vilshofen bei ... von Schiefer durch Gneis

C. Die kristallinischen Schiefer.

[illegible] welchen die als kristallinische Schiefer [illegible] werden, ist im 3. Kapitel [illegible] worden, daß sich hier [illegible] kristallinische Schiefer [illegible] Struktur, in petro[illegible]ischer Bedeutung [illegible] Gesteine, deren einziges [illegible] schieferige Beschaffenheit [illegible] die kristallinische Struktur [illegible] die schieferige Ausbildung allzu bedeutendes Gewicht gelegt werden, denn es gibt ausgedehnte Vorkommnisse von „kristallinischen Schiefern“, an welchen unzweifelhafte allothigene Bestandteile sich in nicht untergeordneter Menge beteiligen, wie z. B. in den hierhergerechneten, metamorphen Konglomeraten [illegible], und auf der andern Seite ist die [illegible] dieser Bildungen selbst bei größter [illegible] wie bei zahlreichen Ek[illegible] oft geradezu als Typen [illegible] können [illegible] des ferneren schieferig [illegible] verwechselt, dieses mit einer plattigen Absonderung, so daß die Verwirrung schließlich das äußerste Maß [illegible].

[illegible] Definition des Begriffes, wie er heute für die Geologie [illegible] läßt sich am ehesten folgende aufstellen: Als kristallinische Schiefer bezeichnet man Sedimente und [illegible] oder die Vermischung beider, wenn [illegible] entweder eine von dem allgemein anerkannten [illegible] eines Sediments oder Eruptivgesteins [illegible] Struktur oder eine eigenartige mineralische Zusammensetzung beobachtet wird, oder das betreffende Vorkommen zwischen Gesteinsreihen lagert, [illegible] einzelne Glieder eine dieser ungewöhnlichen Eigenschaften haben.

Injektion der Schiefer.



Fig. 1. Bändergneis, Untersulzbachtal, Großvenediger. Gewundene, aplitische Bänder, scharf vom Schiefer abgegrenzt.



Fig. 2. Gneis, Waldmichelbach, Odenwald. Der dunkle Hornfels beginnt in dem lichten Aplit zu verschwimmen.



Fig. 3. Schuppengneis, Vilshofen bei Passau. Resorption von Schiefer durch Granit.

Wie außerordentlich weit hier der Spielraum ist, ergibt sich schon daraus, daß nur ganz wenige der rein kristallinischen Strukturformen, wie die ophitische oder die mikropegmatitische, und auch diese nur von vielen Seiten, aber durchaus nicht allgemein, als Beweis gegen die Zugehörigkeit zu den kristallinischen Schiefern angesehen werden, während andernteils wohl alle Mineralkombinationen, die bei den Eruptiv- und Kontaktgesteinen beschrieben wurden, sich ganz ebenso in Gesteinen finden, welche der Mehrzahl der Geologen als eigentliche kristallinische Schiefer gelten.

Betrachten wir die allgemeinen Verhältnisse der archäischen Formationsgruppe, so treffen wir neben niemals bezweifelten Eruptivgesteinen, namentlich Granit, die Reihe von Gneis und Glimmerschiefer, Amphibolit und Eklogit, Grünschiefer und Chloritschiefer, Marmor, Quarzit und Phyllit, zu welchen gewöhnlich noch Granulit, Hälleflinta, Porphyroid, Gabbro, Serpentin etc. als äquivalente Bildungen hinzugerechnet werden. Aus diesen verschiedenen Gesteinen bauen sich bald in ziemlicher Regelmäßigkeit, bald in ungemein buntem Wechsel die Schichtensysteme auf, welche man wegen ihrer kristallinischen Beschaffenheit und ihres Mangels an Fossilien als älteste „azoische“ Formationen ansieht, Bildungen, deren Mächtigkeit z. B. im *Bayrischen Wald* bis auf 30 000 *m* geschätzt wurde, die aber aus den verschiedenartigsten Elementen zusammengesetzt sind (Fig. 172), und in denen namentlich die zahlreichen Granitputzen eine große, für die Deutung des ganzen Komplexes ausschlaggebende Bedeutung haben.



Fig. 172. Das Gneisgebiet des inneren Bayrischen Waldes. (Nach Gümbel.)

Bemerkenswert ist ferner der Reichtum der kristallinischen Schieferformationen an sog. akzessorischen Bestandmassen von oft recht bedeutender Ausdehnung, so z. B. an Ablagerungen nutzbarer Mineralien und Erze, wie sie in den Falbändern, den mächtigen Stöcken von Spateisen und Magneteisen, in den Vorkommnissen von Smirgel, Graphit, Talkschiefer, Magnesit etc. vorliegen, zu denen noch alle möglichen andern Mineralaggregate hinzutreten, unter welchen bezeichnenderweise Turmalinschiefer, Skapolithschiefer, Granatfels, Epidosit, Wollastonitfels, ferner Garbenschiefer, Chiastolith- und Knotenschiefer etc. in ausgedehnter Verbreitung vorkommen.

Man beobachtet im allgemeinen, daß die als älteste Bildungen angesehenen unteren Niveaus der „Gneisformation“ verhältnismäßig gleichmäßig sind und weit vorherrschend aus

„Gneis“ bestehen, daß aber in den oberen Horizonten dieser und ebenso in der Glimmerschieferformation sich ein bunter Gesteinswechsel der oft besonders stark gefalteten Bildungen einstellt, während die „Phyllitformation“ wieder eine größere Konstanz der Zusammensetzung aufweist und sich mehr durch eine Fältelung der von massenhaften Quarzaggregaten durchsetzten und oft geradezu gebänderten Gesteine auszeichnet.

Die Lagerungsverhältnisse sind bald recht einfach, wie in Fig. 173, wo ein flacher Gneissattel von den jüngeren kristal-

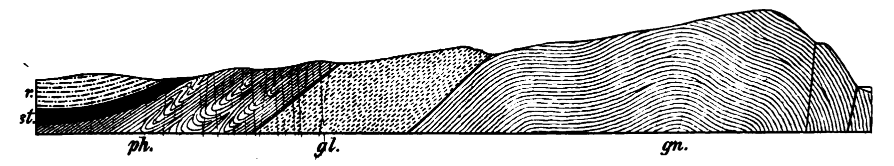


Fig. 173. Profil durch die kristallinischen Schiefer des Erzgebirges. (Nach H. Credner.)
r. Dyas, *st.* Karbon, *ph.* Phyllit, *gl.* Glimmerschiefer, *gn.* Gneis.

linischen Bildungen konkordant überlagert wird, bald ungemein kompliziert, wie in der laurentischen Gneisformation *Kanadas*

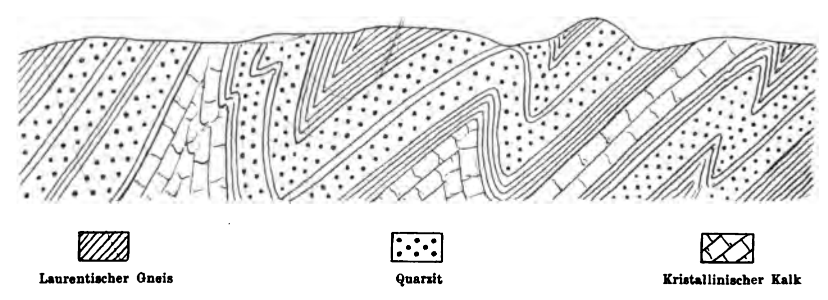


Fig. 174. Profil durch die laurentische Gneisformation von Kanada. (Nach Logan.)

(Fig. 174), in welcher außerdem auch in Bezug auf die sich beteiligenden Gesteine ziemlich eigenartige Verhältnisse vorliegen.

Wenn man die kristallinischen Schieferformationen in ihren normalen Ausbildungsformen und ihrer von alters her angenommenen Dreiteilung betrachtet, so läßt sich z. B. im *Bayrischen* oder *Oberpfälzer Wald* die Sache recht einfach darstellen. Die Gneisformation besteht aus zum großen Teil ziemlich richtungslos struierten Graniten, bojischer Gneis, deren hineingeblättertes Schieferdach eine Hülle von injizierten Schiefern, die Hauptmasse der herzynischen Gneise, bildet, während in höheren Niveaus

wegen der Entfernung des vulkanischen Herdes die Granitisierung der Schiefer zurücktritt oder ganz fehlt, Glimmerschieferformation, und schließlich auch an Stelle der häufig an typischen Kontaktmineralien, wie Andalusit, Sillimanit, Kordierit etc., reichen „Glimmerschiefer" weniger stark umgewandelte Gesteine treten, welche die Phyllitformation zusammensetzen.

Die Einheitlichkeit der unteren Gneisformation hat ihre Ursache darin, daß Granitlakkolithe im allgemeinen überhaupt recht gleichmäßig sind und, abgesehen von schlieriger Ausbildung, wenig mächtigen Einschlüssen oder späteren Nachschüben, weitergehende Modifikationen gewöhnlich nicht zeigen. Diese Einförmigkeit ändert sich, wenn das Gebiet der Kontaktzone erreicht ist; hier mischen sich Sediment und Eruptivgestein zu den verschiedenartigsten Bildungen, deren Buntheit mit der Mannigfaltigkeit der übereinanderlagernden Schichten zunimmt, und wo gleichzeitig das Gebiet intensivster Kontaktmetamorphose und weitestgehender postvulkanischer Tätigkeit ist.

Hier in diesen Grenzzonen findet man daher nicht nur die mannigfachsten Formen der Typenvermischung eruptiven und sedimentären Materials, beginnend mit den Bändergneisen, in denen die Individualität beider Gesteine noch deutlich bewahrt ist, bis zu den körnig-streifigen und Schuppengneisen im Sinne Gümbels, in denen die Resorption der Schiefer mehr und mehr hervortritt und damit der zusammengesetzte Charakter der Gesteine immer undeutlicher wird. (Taf. VI, Fig. 1—3.)

Wo die durchbrochenen Gesteine ursprünglich recht wechselnde Gebilde waren, tritt ein erhöhtes Maß abwechslungsvoller Beschaffenheit ein, und die normalen Gneise und Glimmerschiefer wechseln mit Amphiboliten und Eklogiten, mit körnigen Kalken und Kalksilikatfelsen etc. Endlich kommen hinzu die mannigfachen Neubildungen, welche den Perioden der Fumarolen und der thermalen Tätigkeit ihre Entstehung verdanken, die mannigfachen Einlagerungen von Erzen, von Graphit, von Talkschiefer etc., die bald als durchaus selbständige Neubildungen bald als Imprägnationen oder als Umwandlungsprodukte ursprünglich vorhandener Gesteine zu betrachten sind, und deren charakteristischer Verbreitungsbezirk eben die Grenzzone der beiden enantiomorphen Gesteinstypen ist.

Entfernt man sich weiter von dem vulkanischen Herd, so mindern sich all diese Anzeichen besonders intensiver chemischer

Tätigkeit. Abgesehen davon, daß die Gesteine weniger deutlich kristallinisch werden, tritt an Stelle der granitischen Injektionen der Quarz, der in Lagen und Schmitzen die nun phyllitartig werdenden Gesteine durchflammt; die Unterschiede der ursprünglichen Zusammensetzung treten infolge des geringeren Grades kristallinischer Beschaffenheit weniger deutlich hervor, und es fehlen, in der Hauptsache wenigstens, die mannigfaltigen Produkte der postvulkanischen Tätigkeit, deren Energie nicht ausreichte, um in diese äußeren Zonen vorzudringen. Und während die von dem Eruptivgestein zerrissenen und aufgeblätterten Schiefer weitestgehende Faltungen zeigen, verlieren sich diese jetzt mehr und mehr, und an ihre Stelle tritt die für die Glanzschiefer so besonders charakteristische Fältelung.

Die geschilderten Erscheinungen wiederholen sich mit wenig Modifikationen in den mannigfaltigsten Gebieten, und wenn man die Erscheinungen der kristallinischen Schieferformationen in unsern übrigen *deutschen Mittelgebirgen*, jene *Finnlands* und *Skandinaviens,* diejenigen in *Frankreich* oder *Rumänien* studiert, so findet man allenthalben gleichmäßig denselben Grundzug. Am auffallendsten erscheint dabei in erster Linie, daß die Zonen der injizierten und nicht injizierten Schiefer nicht noch viel mannigfaltiger sind, sondern in der Hauptmasse wenigstens einen einigermaßen konstanten Charakter an sich tragen. Aber auch dafür ergibt sich eine plausible Erklärung durch den Vergleich der besprochenen Vorkommnisse mit der kristallinischen Zentralzone der *Alpen.* Denn hier tritt an Stelle der scheinbar so gesetzmäßigen Gesteinsfolge ein bunter Wechsel.

Hier trifft man über dem Kern des „Zentralgneises" eine ungemein wechselnde Schieferhülle. Im Gebiete des *Großvenedigers* folgt zunächst eine Zone granitisierter Schiefer, über welcher Eklogit und sodann Chloritschiefer und Kalkglimmerschiefer lagern, im Gebiete von *Sterzing* treten großartige Marmorlager an Stelle der gneisartigen Gesteine der Hülle; im *Zillertal* erscheinen namentlich Granatglimmerschiefer, oft mit prachtvoll entwickelten Hornblendegarben, und in den *Niedern Tauern* liegen über dem „Gneis" direkt graphitreiche Phyllite mit Konglomeraten und Graphiteinlagerungen etc.

Die Ursache dieser Erscheinungen zeigt das eingehendere Studium, indem an mehreren Stellen deutliche Fossilreste in den Gesteinen der Schieferhülle deren geologisches Alter zu bestimmen

gestatten, und aus diesen ergibt sich mit unzweifelhafter Sicherheit, daß es sehr verschiedenaltrige, paläozoische und mesozoische Schichten waren, welche von dem Zentralgranit umgewandelt wurden. Damit erklärt sich die ungemein wechselnde Beschaffenheit der alpinen Schieferhülle von selbst, während die scheinbare Gleichartigkeit der Vorkommnisse unserer Mittelgebirge damit zusammenhängt, daß es vorherrschend recht alte Sedimente sind, die hier der Umwandlung anheimfielen, Schichtensysteme, welche in diesen Gebieten als ungemein gleichmäßige Tonschiefer mit meist nicht allzumächtigen, abweichenden Einlagerungen entwickelt sind.

Das Vorkommen von Fossilien in kristallinischen Schiefern ist im allgemeinen nicht häufig; in einzelnen Fällen aber ist der Erhaltungszustand selbst der feinsten Teile hervorragend. Zu bemerken ist, daß, abgesehen von Bildungen, welche den größten Teil ihrer Bedeutung der Phantasie verdanken, wie das Eozoon (Fig. 164, S. 289), ganz ausschließlich solche organische Reste gefunden wurden, welche als Leitfossilien der normalen sedimentären Formationen bekannt sind und auf das oft recht jugendliche Alter der betreffenden „jüngeren kristallinischen Schiefer" hinweisen, welche z. B. in *Attika* oder *Südungarn* unzweifelhaft der Kreide, am *St Gotthard* dem Jura, bei *Carrara* der Trias, in den *Niedern Tauern* dem Karbon, in *Westnorwegen* dem Silur angehören. Weitaus in den meisten Fällen sind es ausschließlich die ganz untergeordneten Fossilfunde gewesen, welche die Trennung dieser von den eigentlichen „archäischen kristallinischen Schiefern" bewirkten. Fast in all den angeführten Gebieten hatte man die betreffenden Gesteine als echte Vertreter der Urformation angesehen, bevor die Fossilreste gefunden worden waren, denn in petrographischer Beziehung ist ein irgendwie bemerkbarer Unterschied zwischen den jüngeren und den sog. archäischen Bildungen nicht vorhanden.

Nun ist aber die geologische Abgrenzung der gesamten archäischen Formationen ausschließlich auf den petrographischen Eigenschaften der Gesteine begründet, und ebenso wie man die Hauptgruppen der Gneis-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation rein petrographisch trennte, hat man innerhalb derselben wiederum auf Grund der petrographischen Beziehungen Unterabteilungen gemacht, wie z. B. die bojische von der herzynischen Etage der Gneisformation, und heute erscheint in einzelnen Gebieten, z. B. in *Finnland,* diese Spezialisierung ins kleinste Detail ausgearbeitet. Dazu ist zu bemerken, daß der petrographische Charakter, welchen die kristallinischen Schiefer an sich tragen, ohne jeden Zweifel eine sekundär erworbene Eigenschaft ist, welche sicher in gar keinem Zusammenhang zum geologischen Alter des Gesteins steht; denn die Faktoren, welche die Umwandlung bewirkten, haben in den ältesten wie in den jüngsten geologischen Perioden gleichmäßig ihre Tätigkeit ausgeübt, und die Umkristallisation der Gesteine ist jedenfalls kein Vorgang, bei welchem die Zeit in geologischem Sinne ein besonderer Faktor war.

Man wird also bei jeder dieser Einteilungen des „Grundgebirges" Gefahr laufen, zeitlich Gleichartiges zu trennen und das möglichst Ungleichartige zu vereinigen, eine Gefahr, welche überall vorhanden ist, wo der Geologe auf die petrographische Gesteinsbeschaffenheit allein angewiesen ist. Wo die ältesten fossilführenden Formationen — und diese reichen heutzutage schon ziemlich tief unter die als Kambrium zusammengefaßte Schichtengruppe hinab — über den hier zu betrachtenden Gesteinen lagern, können wir mit Sicherheit sagen, daß letztere älter als alle bekannten fossilführenden Formationen sind. Wo aber die ältesten Bildungen fehlen und irgend welche jüngere Formation über kristallinischen Schiefern sich abgelagert hat, haben wir gar keine Ursache, diesen Gesteinen dasselbe hohe Alter zuzusprechen: die mögliche obere Altersgrenze wird dann durch die zunächst überlagernde Schichtenreihe bestimmt.

Ja selbst in einem und demselben geologischen Gebiet ist hier die Parallelisierung petrographisch sehr ähnlicher Gesteine als zeitlich äquivalenter Gebilde wenig zuverlässig. Hierfür mag besonders das Beispiel der *Zentralalpen* angezogen werden, in denen die allerverschiedensten geologischen Formationen von Granit durchbrochen und injiziert wurden, wobei der petrographische Habitus der Gesteine sich ausschließlich aus der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung und der Intensität der umwandelnden Agentien ableitet, Faktoren, welche zu dem geologischen Alter der betreffenden Ablagerung auch nicht die leiseste Beziehung haben. Nirgends mehr als bei den kristallinischen Schiefern gilt das Grundprinzip der gesamten Gesteinskunde: die petrographische Beschaffenheit eines Gesteins steht in keiner Beziehung zu dessen geologischem Alter.

In obigen Ableitungen wurden die kristallinischen Schiefer in der ganzen Ausdehnung zusammengefaßt, welche ihnen von geologischer Seite gegeben wird. Wenn in neuerer Zeit sich in der Petrographie eine Richtung entwickelt, welche nur noch einen bestimmten Teil dieser Bildungen als kristallinische Schiefer bezeichnet, während sie die andern geologisch gleichwertigen davon ausschließt, so ist damit dem Fortschritt der Sache kaum gedient. Ausgehend von dem von Rosenbusch aufgestellten Grundsatz: „Die kristallinischen Schiefer sind unter wesentlicher Mitwirkung geodynamischer Phänomene zu geologischer Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder Sedimente", versucht diese Richtung aus dem gesamten Komplex der kristallinischen Schiefer jene Bildungen herauszulösen, in deren Struktur oder mineralischer Zusammensetzung eben die Anzeichen „geodynamischer Phänomene" erkannt werden können, d. h. die Ergebnisse der Piëzokristallisation und der Piëzokontaktmetamorphose.

Die Sonderstellung, welche von jener Seite speziell den *alpinen* Vorkommnissen eingeräumt wird, erscheint in der Natur der Sache nicht begründet, wenn auch im äußeren Habitus der Gesteine wie in ihrer mineralischen Zusammensetzung mannigfache Eigenheiten vorhanden sein mögen. Die bedeutendere Entwicklung der Glimmermineralien bedingt im allgemeinen eine mehr schiefrige Beschaffenheit der alpinen Vorkommnisse; aber wer einen injizierten Schiefer z. B. des *Großvenedigers* Gneis nennt, wird wohl auch die injizierten Kordieritgesteine des *Bayrischen Waldes* mit demselben Namen bezeichnen müssen.

Wir müssen unter den als kristallinische Schiefer in geologischem Sinne zusammengefaßten Gesteinen eine ganze Reihe von einander recht fernstehenden Bildungen unterscheiden, welche indes insgesamt in eines der schon besprochenen Kapitel gehören, und unter denen auch nicht ein einziger neuer Gesteinstypus vorhanden ist, wenn man von den untergeordneten akzessorischen Bestandmassen absieht, auf die der Name Gestein überhaupt kaum mehr anwendbar ist. Die kristallinischen Schiefer sind zum Teil Eruptivgesteine, bald in ursprünglichem, bald in sekundär verändertem Zustand, zum Teil Sedimente, welche kristallinisch umgebildet sind, zum Teil endlich Mischungen von beiden, welche entweder aus vulkanischen Tuffen sich entwickelt haben, die mit sedimentärem Material verschlämmt wurden, oder Resultate der Injektion des Schmelzflusses in Sedimentgesteine sind.

Unter den Tiefengesteinen sind ausgedehnte Vorkommnisse durch eine mehr oder minder fluidale Anordnung der Bestandteile ausgezeichnet, welche bald in einfacher Parallellagerung einzelner Mineralien und dadurch bedingter Spaltbarkeit des Gesteins beruht, bald von einer Zerspaltung in dunklere und hellere Schlieren begleitet ist. Solche fluidale oder schlierige, daher schiefrige oder gebänderte, in jeder Beziehung unveränderte Tiefengesteine trifft man in den verschiedensten Gruppen, und man bezeichnet jene mit lichten Farben, d. h. die Äquivalente der Granite, Syenite, Tonalite, Diorite etc., im allgemeinen als Gneise und unterscheidet Granitgneis, Syenit- oder Hornblendegneis, Tonalitgneis, Dioritgneis, welch letztere beide man auch als Albitgneis zusammenfaßt. Die dunkleren, d. h. vorherrschend an den Gabbro sich anschließenden Gesteine werden als Flasergabbro, Gabbroschiefer, Amphibolit etc. charakterisiert, je nach dem Vorwiegen des Pyroxens oder der braunen Hornblende.

In einer zweiten Gruppe solcher Gesteine ist eine Parallelstruktur mit andern strukturellen Modifikationen, namentlich der Kataklase, und mit häufig recht abweichenden Mineralkombinationen verbunden, es sind die Ergebnisse der Piëzokristallisation, welche man nach den Vorkommnissen der Zentralalpen auch als Zentralgneise zusammengefaßt hat. Wieder andere Bildungen, und zwar wiederum vorherrschend bei den kieselsäurereichen Eruptivgesteinen, zeigen die zu Serizitgneisen,

Serizitschiefern, Pfahlschiefern etc. führende, meist von Glimmerneubildung begleitete Gesteinszertrümmerung, welche einen durchaus andern Charakter an sich trägt als die durch Piëzokristallisation eingetretene Trümmerstruktur. Unter den letzteren Verhältnissen entstehen Gesteine, deren granitische Struktur im Dünnschliff häufig noch recht deutlich ist, während, abgesehen von der Zerbrechung einzelner Feldspate, nur die letzte Fülle des Quarzes die Kataklase zeigt. Bei der sekundären, mechanischen Zertrümmerung ist die Gesteinsbeschaffenheit viel gleichmäßiger, aber fast stets bleiben einzelne linsenförmige Reste des Gesteins wohl erhalten in dem mehr oder minder schiefrigen und aus mannigfaltigen und ineinandergepreßten Splittern bestehenden Reibungsprodukt übrig.

Eine weitere Gruppe von kristallinischen Schiefern sind chemisch gleichfalls echte Eruptivgesteine, und auch die bei aufmerksamer Betrachtung hervortretenden Palimpseststrukturen lassen diese Zugehörigkeit erkennen. Aber diese Gesteine sind in ihrem Innern verändert, sie sind mehr oder minder vollständig umkristallisiert, wobei namentlich dort, wo die Umkristallisation unter gleichzeitiger Wirkung des Gebirgsdrucks vor sich ging, recht vollkommen schiefrige Gesteine sich entwickelten. Hierher gehören die aus Quarzporphyr entstandenen Serizitschiefer, ferner die Eklogite, Saussurite, Hornblendeschiefer, Amphibolite, die man fälschlich zum Teil auch als Dioritschiefer bezeichnet hat, Epidosite, Chloritschiefer, Grünschiefer etc., welche die chemische Beschaffenheit der basischeren Eruptivgesteine zeigen und bald aus Gabbro bald aus Porphyrit und Diabas hervorgegangen sind. Die Umwandlungsprodukte der Tuffe dieser Gesteine führen hinüber zu der zweiten Gruppe, welche aus Sedimenten hervorging. Alle bisher aufgeführten Glieder würde Rosenbusch durch die Vorsilbe Ortho, also als Orthogneis, Orthochloritschiefer etc. kenntlich machen gegenüber den folgenden Paragneisen, Paraglimmerschiefern etc.

Es gibt unzweifelhaft Gneise, welche durch einfache Umkristallisation normaler Sedimente entstanden sind, man nennt sie Pelit-, Sediment- oder Klastogneis; weitaus die meisten der hierfür angesehenen Bildungen aber sind in mannigfaltiger Weise granitisierte Schiefer, in denen man öfter die durch Umkristallisation des Sediments entstandenen

Bestandteile von jenen des Granits unter dem Mikroskop unterscheiden kann.

Der normale Typus des Glimmerschiefers ist in der Hauptsache aus Sedimenten entstanden; ganz untergeordnet finden sich aber z. B. in den *Zentralalpen* solche, welche aus Aplit oder Pegmatit hervorgingen und mit den sich anschließenden Serizitschiefern die Erscheinung gemeinsam haben, daß der Hauptbestandteil des Gesteins eben der lichte Glimmer ist, während in den sedimentären Glimmerschiefern Quarz die erste Rolle spielt. In den weniger kristallinischen Vorkommnissen, welche man wohl auch als Serizitschiefer bezeichnet hat, tritt die klastische Beschaffenheit der einstigen Sandsteine häufig recht deutlich in die Erscheinung.

Fig. 175. Quarzlagen in gefaltetem Phyllit. Böhmen. (Phot. Prof. Hofmann.)

Die kristallinischen Karbonatgesteine ebenso wie die Quarzite gehören ausschließlich in die sedimentäre Reihe, soweit die eigentlich schichtbildenden Vorkommnisse allein betrachtet werden; aber zumal in der Gruppe der Phyllite sind oft recht aushaltende Quarzlagen (Fig. 175) nichts weiter als sekundär zugeführte Injektionen.

Unter den Eklogiten, Amphiboliten, Chlorit- und Grünschiefern stehen den häufigeren eruptiven seltenere echt sedimentäre Bildungen gegenüber, die wohl in der Hauptsache den Charakter von Tuffen an sich tragen.

Entsprechend der Mannigfaltigkeit der geologischen Bedeutung ist auch der Wechsel der Struktur der kristallinischen Schiefer, von normaler granitischer oder gabbroider Struktur beginnend bis zu jenen äußersten Ausläufern mechanischer Strukturen, in welchen der feinste Sand der zermalmten Gesteinsgemengteile durch den Druck des Gebirges zu einem verhältnismäßig festen Gestein zusammengepreßt erscheint. Besonders bezeichnend aber ist in jenen kristallinischen Schiefern, welche

eine sekundäre Umkristallisaton durchgemacht haben, daß ihre Struktur, soweit sie nicht noch einmal in späteren Epochen einer mechanischen Veränderung unterlegen ist, völlig identisch erscheint mit den verschiedenen Strukturformen der Kontaktgesteine, welche als Pflasterstruktur, als helizitische und Siebstruktur im X. Abschnitt des 1. Teils eingehend beschrieben worden sind.

Da nun unzweifelhaft die Struktur eines Gesteins die Bedingungen seiner Bildung widerspiegelt, ist der Schluß gerechtfertigt, daß diese Gruppe der sog. kristallinischen Schiefer sich unter sehr ähnlichen Bedingungen gebildet hat, wie sie bei der Kontaktmetamorphose herrschend waren. Rosenbusch sieht in diesen Strukturen der kristallinischen Schiefer einen sichern Beweis für die Mineralneubildung in starrer Gesteinsmasse, ganz im Gegensatz zu der allgemeinen und gewiß sehr berechtigten Annahme, daß die kontaktmetamorphe Umbildung unter dem Einfluß der erhöhten Temperatur und der Mineralbildner sich in einer Art von viskosem Stadium vollzog, in welchem eine beschränkte Beweglichkeit der Moleküle vorhanden war. Wird dies aber für Kontaktgesteine zugegeben, so kann dieselbe Form bei den kristallinischen Schiefern unmöglich zum sichern Beweis des Gegenteils werden.

Die Struktur dieser umkristallisierten kristallinischen Schiefer beweist, daß sie unter sehr ähnlichen physikalischen Verhältnissen kristallisiert sind wie die Kontaktgesteine; die Mineralkombination ist genau dieselbe wie jene echter Kontaktgesteine, die Imprägnation mit Turmalin findet sich hier wie dort, und fast überall sind die Ausläufer vulkanischer Tätigkeit in granitischen und aplitischen Gängen zu verfolgen, so daß bei genauer Betrachtung jedes petrographische Unterscheidungsmerkmal der beiden Gruppen auf das vollständigste verschwindet.

Die Gesamtheit der kristallinischen Schiefer in geologischem Sinne läßt sich somit gliedern in:

1. unveränderte, aber schiefrige Eruptivgesteine,

2. metamorphische Schiefer, die sowohl aus Eruptivgesteinen als auch aus Sedimenten durch Umkristallisation hervorgegangen sein können, wobei in der Mehrzahl der Fälle die Kontaktmetamorphose als Ursache der molekularen Umlagerung nachweisbar ist.

Jede der beiden Gruppen weist aber wieder je zwei verschiedene Faziesbildungen auf, welche man untercheidet als:

a) normale Fazies, in welcher die Zusammensetzung der Gesteine jene der normalen Eruptivgesteine und Kontaktgesteine ist;

b) alpine Fazies, in welcher der bei der Bildung oder Umbildung der Gesteine herrschende erhöhte Druck die anomalen Verhältnisse der Piëzokristallisation und Piëzokontaktmetamorphose bewirkt hat.

Bei der speziellen Betrachtung der einzelnen Gesteinstypen wird im allgemeinen eine an das Hergebrachte sich anlehnende Einteilung festgehalten werden; die Besprechung geschieht in folgenden Kapiteln:

Gneis.
Glimmerschiefer und Serizitschiefer.
Amphibolit und Eklogit.
Chloritschiefer und Grünschiefer.
Kristallinische Karbonatgesteine.
Phyllit.
Kristallinischer Quarzit.
Akzessorische Bestandmassen.

Gneis.

Als Gneis bezeichnete man ursprünglich die mehr oder minder schiefrigen Äquivalente der Granite, welche mit bloßem Auge als Aggregate von Quarz, Orthoklas und Glimmer erkannt wurden. Je nach der Art des Glimmers unterscheidet man dann Biotit-, Muskowit- und Zweiglimmergneis resp. im *Erzgebirge* den grauen, den roten und den amphoteren Gneis. Später wurde der Name weiter ausgedehnt und mehr zu einem geologischen Begriffe, indem neben den Glimmergneisen noch Hornblende- und Pyroxengneise, neben den Granitgneisen oder Gneisgraniten die quarzfreien Syenitgneise und die plagioklasreichen Tonalitgneise, Albitgneise etc. unterschieden wurden. Ganz ausnahmsweise wurden Äquivalente der Natrongesteine als Gneis bezeichnet, was bei dem echt gneisartigen Charakter z. B. der Miascite auffällt, die man mit ebensolchem Recht als Nephelingneis bezeichnen könnte. All diese Gesteine haben den chemischen Typus, und abgesehen von ihrer Parallelstruktur und dem häufigeren Auftreten kataklastischer

Beschaffenheit, auch den äußeren Habitus der betreffenden Eruptivgesteine: es sind die Eruptivgneise oder Orthogneise Rosenbuschs.

Die Reihe der Gneise wird verlängert durch jene komplexen Gebilde, welche man als injizierte und granitisierte Schiefer bezeichnet, beginnend mit den mannigfach gestalteten Bändergneisen und den sehr fein gestreiften Adergneisen, in denen sich, wie in Fig. 1 auf Taf. VI, die aplitischen Adern noch völlig scharf von dem dunkleren kontaktmetamorphen Schiefer scheiden. Ungemein bezeichnend ist dabei, daß trotz der intensiven Faltung, welche gerade in solchen Gesteinen vorhanden ist, die Erscheinungen der Kataklase in den normalen Bildungen fehlen und die oft prächtig ausgebildete helizitische Struktur in den echten Kontaktmineralien des Schiefers sich scharf abhebt von der granulitischen oder mikropegmatitischen des Aplits, welcher häufig Bestandteile aus dem Schiefer herausgelöst hat, so z. B. Kordierit, Granat und namentlich auch Biotit, dessen Vorhandensein den aplitischen Charakter der Injektion verhüllt.

In einem weiteren Stadium sieht man den Schiefer mehr und mehr mit dem Aplit verschwimmen; die Grenze erscheint schon dem bloßen Auge weniger scharf (Taf. VI, Fig. 2), und gegenüber der exakten Zeichnung der andern tritt hier eine mehr verwaschene, indem der Aplit den Schiefer teilweise resorbiert hat. Man bezeichnet solche Bildungen wohl auch als Streifengneis oder nach Gümbel als körnig-streifigen Gneis. Schließlich entwickeln sich durch noch weiter gehende Assimilation des Schiefers durch das injizierende Gestein die im Querschnitt geflammten schlierigen Bildungen, welche Gümbel als Schuppengneis bezeichnet (Taf. VI, Fig. 3). Diese verschiedenen Modifikationen kann man wohl auch Metagneise nennen.

Die kleinste Gruppe unter den Gneisen bilden die eigentlichen Sedimentgneise, Psammit- oder Pelitgneise, umkristallisierte Tonschiefer etc., oft mit ausgezeichneten Kontaktstrukturen, gegenüber den übrigen Gneisen meist durch ein Zurücktreten des Feldspats und durch dunklere Farben ausgezeichnet; aus ihnen entwickeln sich Übergänge in alle möglichen andern kristallinischen Schiefer; diese Gesteine wurden auch Paragneise genannt.

Die Orthogneise zeigen unter dem Mikroskop die charakteristische Zusammensetzung jener Eruptivgesteine, deren schiefrige Äquivalente sie

sind; die herrschenden wie die untergeordneten Gemengteile sind die gleichen wie dort, und ihre Ausbildung zeigt gleichfalls nichts Abweichendes; es sind echte, schiefrige oder schlierige Granite, Syenite, Tonalite, Diorite etc. In den Metagneisen mischt sich Charakter und Bestand von Eruptiv- und Kontaktgestein, wobei namentlich einzelne Mineralien durch besondere Größe hervortreten; hierher gehören die meisten Granat-, Staurolith-, Turmalin-, Kordierit- und Sillimanitgneise etc. Ein besonders hoher Gehalt an Albit ist hier oft bemerkenswert.

Eigentliche Paragneise können dieselben Typen aufweisen, die sich aber im allgemeinen durch weniger gebänderte Beschaffenheit und namentlich durch sehr wechselnde Mengenverhältnisse der Mineralien auszeichnen, unter denen in erster Linie der Feldspat, oft auch der Quarz stark zurücktritt; hierher gehören z. B. die dunkeln, an Biotit und kleinen Granatkristallen ungemein reichen Kinzigite, ferner die sog. Epidotgneise, welche oft recht kalkspatreich in die Kalkgneise und schließlich in die Kalkglimmerschiefer hinüberführen, Gesteine, die mit Salzsäure oft kräftig brausen. Auch die Chloritgneise, in denen Chlorit den Glimmer vertritt, die daher grünlich sind, gehören zum großen Teil hierher. Dagegen muß man beim Studium der Graphitgneise vorsichtig sein, jene, in welchen der Graphit in meist recht fein verteilter Form das ganze Gestein gleichmäßig imprägniert, Graphitoidgneis, und durch seine helizitische Anordnung im Dünnschliff sich als primären Gesteinsgemengteil zu erkennen gibt, gehören zweifellos zu den Paragneisen, wo aber, wie z. B. in den Graphitgneisen von *Passau* (Fig. 176), die Blättchen des Graphits sich an den Grenzen der einzelnen Mineralkörner oder in die Spaltungsfugen des Glimmers eingeschoben haben, da handelt es sich um sekundäre Zuführung dieses Minerals. Solche Gesteine sind im allgemeinen stark zersetzt und namentlich oft weitgehend kaolinisiert oder mit Nontronit etc. durchsetzt.



Fig. 176. Graphit in Graphitgneis von Pfaffenreuth bei Passau.

Die Korngröße der Gneise ist sehr wechselnd. Pegmatitartig, oft ins Riesenkörnige gehend, mit zolldicken Turmalinkristallen, sind die injizierten Schiefer der *Saualpe* in Kärnten, deren genaueres Studium überhaupt all denen empfohlen werden soll, welche an die Injektion von Schiefern nicht glauben. Völlig dicht sind die aplitartigen Gesteine von *Oberkotzau* bei Hof, wie die Phyllitgneise des *Fichtelgebirges* überhaupt, erstere meist wenig gebändert, letztere durch feinschuppige Lagen von dunklem Glimmer, die mannigfach gestaucht und gebogen sind, als echte

Schiefergesteine charakterisiert, in ihrer Zusammensetzung aber in der Hauptsache zu den Orthogneisen zu zählen. Die Namen körniger, flaseriger, schiefriger, porphyrartiger Gneis erklären sich von selbst; über Augengneis vgl. S. 37. Als Stengelgneis oder Holzgneis bezeichnet man Gneise verschiedener Art, welche stenglig brechen, zum Teil infolge einer transversalen Schieferung, zum Teil auch infolge von Verrutschung oder durch sekundär zugeführte Partien von Aplit oder Quarz, welche in dem einst aufgestauchten Schiefer von Glimmerlamellen umschlossene, parallele, linealähnliche Stäbe bilden. In einzelnen Gneisen erkennt man zum Teil in ziemlicher Menge allotigene Bestandteile, namentlich Gerölle, z. B. in dem Konglomeratgneis, dessen klastische Natur auf den ersten Blick klar ist; aber auch in den auf Grauwacken zurückzuführenden Psammitgneisen lassen sich öfter Andeutungen solcher deutlich verfolgen. Auch ein Teil der dunkeln, dichten, oft knotenschieferähnlichen Glimmertrappe des *Erzgebirges* wird hierher gerechnet; diese letzteren sind zum Teil aber auch granitische Lamprophyre.

Die mikroskopische Struktur ist sehr wechselnd, wie schon oben dargelegt wurde: von der normalen Eruptivgesteinsstruktur durch alle Stadien kataklastischer Formen bis zur völligen Gesteinszertrümmerung, andernteils in den aus Schiefer hervorgegangenen Bildungen die verschiedenen Formen von Kontaktstrukturen.

Was die geologische Bedeutung der Gneise betrifft, so unterscheidet man vor allem den Fundamentalgneis oder Protogneis (Protogin), die hypothetische erste Erstarrungskruste unserer Erde, wohl in allen Fällen ein echter Granit, von den wechselnd zusammengesetzten, zum großen Teil petrographisch damit äquivalenten jüngeren Gneisen, welche sich namentlich auch in ausgedehnten Massen in jüngeren geologischen Formationen finden oder in mannigfache Berührung mit solchen treten. Das Verständnis derartiger Vorkommnisse hat der Geologie stets besondere Schwierigkeiten gemacht.

Es kann nicht zweifelhaft sein, daß es Gneise gibt, welche älter sind als die ältesten, bekannten fossilführenden Formationen, die diskordant und in unverändertem Zustand über diesem Gneis lagern. Ob wir uns aber in diesen der ursprünglichen Erstarrungskruste der Erde in nennenswertem Maße genähert haben, muß zweifelhaft bleiben. Beweist doch schon die verhältnismäßig geringe Verbreitung der doch sicher universellen ältesten Ablagerungen, daß in den für uns noch einigermaßen zu verfolgenden

geologischen Perioden Veränderungen auf der Erdoberfläche stattgefunden haben, welche weitaus den größten Teil der schon gebildeten Sedimente vernichtet und umgewandelt haben. Nur in gewaltigen vulkanischen Revolutionen, welche dem Zeitalter der Katastrophen von Stübel entsprechen würden, kann eine Erklärung dieser Erscheinung gesucht werden. Durch diese wurden die schon existierenden, vielleicht ungemein mächtigen, sedimentären Bildungen zerrissen und mit vulkanischen Agentien durchtränkt, und die ältesten Gneise des sicher nachweisbaren Präkambriums dürften die Ergebnisse dieser gewaltigsten vulkanischen Eruptionen sein, die aber ebenso unzweifelhaft verhältnismäßig tief in die paläozoische Periode hinein fortgedauert und die Ablagerungen des Kambriums oder des Silurs, selbst des Devons an zahlreichen Teilen der Erdoberfläche in regionaler Ausdehnung zerstört haben.

Daß solche gewaltige Tätigkeit sich lokal auch in jüngeren geologischen Perioden abgespielt hat, das beweisen die Erscheinungen in unsern Faltengebirgen, in denen die Faltung selbst in nicht zu bezweifelndem Zusammenhang mit der Intrusion mächtiger Granitlakkolithe steht, welche nun mit jüngeren Formationen in Berührung kamen und zur Entstehung derselben Reihe echter kristallinischer Schiefer Anlaß gaben, die das Grundgebirge zusammensetzen.

Über den Granulit vgl. S. 48 ff, wo das Wichtigste über diesen überhaupt nur in lokaler Verbreitung bekannten Gesteinstypus gesagt ist.

Glimmerschiefer und Serizitschiefer.

Die Glimmerschiefer unterscheiden sich von den Gneisen durch das Zurücktreten des Feldspats, womit im allgemeinen eine Zunahme des Glimmers und ein höherer Grad schiefriger Beschaffenheit verbunden ist. Je nach dem herrschenden Glimmer spricht man von Muskowitschiefer oder Biotitschiefer, während man die beide Glimmer gleichzeitig enthaltenden Gesteine als Glimmerschiefer schlechtweg bezeichnet. In den verschiedenen Varietäten ist der Glimmer häufig zu glänzenden, noch deutlich kristallinischen Membranen verbunden, welche in der mannigfaltigsten Weise gefältelt und gestaucht die sich scharf abtrennenden Quarzlagen oder Linsen im Hauptbruch völlig umschließen, so daß man selbst in recht quarzreichen Gesteinen den Quarz nur in dem schwer herzustellenden Querbruch deutlich erkennt. Dieser in Lagen abgetrennte Quarz hat im allgemeinen nicht allzu feinkörnige Beschaffenheit und entspricht oft in seiner ganzen Ausbildung den aplitischen Injektionsadern der Gneise, d. h. er stellt in zahlreichen Fällen einen dem Gestein erst später zugeführten Bestandteil dar, ohne daß es aber bis jetzt möglich wäre, eine scharfe Unterscheidung zwischen solchen Injektionen

und denjenigen Quarzaggregaten zu machen, welche aus dem ursprünglichen Gesteinsbestand stammen.

Außer diesen meist sehr vollkommen schiefrigen und im allgemeinen auch deutlich schichtigen Gesteinen bezeichnet man als Glimmerschiefer eine Serie etwas abweichender Bildungen, welche den schichtigen Charakter völlig vermissen lassen und auch gewöhnlich recht wenig deutlich schiefrig sind. In erster Linie unterscheidet diese meist ziemlich wirrschuppigen Aggregate, die man besser Glimmerfelse nennt, das Fehlen der Quarzlagen von dem normalen Typus der Glimmerschiefer; meist ist Quarz überhaupt nicht vorhanden, oder das Mineral findet sich in ganz unregelmäßigen Putzen und völlig ungleichmäßiger Verteilung. Der Glimmer ist meist von lichter Farbe, häufig natronreich, Paragonitschiefer, oder mit nicht unbedeutendem Gehalt an Kalk; seltener sind ganz ähnliche, ebenfalls wirrschuppige Bildungen von dunklem Glimmer oder von Fuchsit. Das häufigste akzessorische Mineral dieser vor allem in den Zentralalpen weit verbreiteten Glimmerfelse ist der Turmalin, welcher oft in massenhaften, großen, schwarzen Prismen in dem Glimmeraggregat sitzt. Andere enthalten Disthen und Staurolith (*Pizzo Forno*, südlich vom St Gotthard); auch Beryll (*Habachtal* in Salzburg) und Chrysoberyll (*Stretinsk* an der Takowaja im Ural) sind in solchen Gesteinen nachgewiesen, welche teilweise wenigstens Äquivalente der Pegmatite darstellen, daher nach Rosenbusch als Orthoglimmerschiefer zu bezeichnen wären.

Die normalen Glimmerschiefer zeigen makroskopisch wie mikroskopisch die typische Struktur der Kontaktgesteine; Knotenglimmerschiefer, deren Knoten in der „normalen Fazies“ Andalusit oder Kordierit, in der „alpinen“ gewöhnlich Granat, Staurolith, Zoisit, Disthen, Albit, Biotit oder Chloritoid sind, erscheinen in weiter Verbreitung. Unter den Hornblendeglimmerschiefern im *Zillertal* oder am Südabhang des *St Gotthard* trifft man die prächtigsten Garbenschiefer, wie sie in so typischer Weise überhaupt sonst nicht mehr vorkommen (Fig. 119, S. 221). Von mikroskopischen Strukturformen ist besonders die helizitische Struktur eine charakteristische Erscheinung in all jenen Glimmerschiefern, in welchen einzelne Bestandteile, sei es als Knoten sei es in besser ausgebildeten Kristallen durch besondere Größe sich abheben. Dies zeigt z. B. der



Fig. 177. Biotit quer zur Schieferung. Graphitschiefer, Maurertal, Großvenediger.

Biotitknoten in Fig. 177, welcher quer zur Schieferung des Gesteins entwickelt ist und damit auch die charakteristische dünnlamellare Form des der Schieferung parallelen Glimmers völlig verloren hat. Ferner ist die Erfüllung mit Einschlüssen in den größeren Individuen der Glimmerschiefer geradezu enorm, die Siebstruktur eine der bezeichnendsten Ercheinungen (Fig. 116, S. 219).

Außerdem ist die allgemeine Verbreitung des Turmalins hervorzuheben, dessen Prismen in den lichten Muskowitschiefern manchmal schon makroskopisch hervortreten, im Dünnschliff aber in keinem Glimmerschiefer vergebens gesucht werden. Sie liegen meist quer zur Strukturebene des Schiefers und zeigen die helizitische Struktur oft in besonderer Vollkommenheit. Von allgemeiner verbreiteten Gemengteilen sind noch zu erwähnen Apatit, Zirkon und Rutil, von denen nur der letztere öfters deutliche Kristallform zeigt.

Granatglimmerschiefer sind sehr häufig; sie enthalten kleine bis faustgroße Kristalle von Almandin (*Stilupp* im Zillertal), die namentlich in quarzreichen Gesteinen von Quarz siebartig durchwachsen sind; ähnliche Erscheinungen zeigt der gleichfalls sehr verbreitete Staurolithglimmerschiefer. Disthenglimmerschiefer und Hornblendeglimmerschiefer sind besonders häufig als Garbenschiefer entwickelt, während die Zoisit- und Chloritoidglimmerschiefer Knotenschiefer sind, namentlich wenn diese Beimengungen in den meist ziemlich dichten, schwarzen Graphit- (fälschlich Graphitoid-) glimmerschiefern auftreten, in denen die größeren Einsprenglinge kristallographisch überhaupt schlecht entwickelt und ganz von helizitischem Graphitstaub erfüllt zu sein pflegen. In dieselbe Gruppe gehören die graphitreichen Albitglimmerschiefer des *Großvenedigers*, in welchen größere Albite ohne Zwillingslamellen die Knoten bilden.

Andalusit- und Kordieritglimmerschiefer stehen mit Hornfelsen und Knotenschiefern in innigem Verband. An Eisenglanz und Magneteisen reich sind die Eisenglimmerschiefer, welche in den vorherrschend aus Erz bestehenden Itabirit (*Itabira*, Brasilien) übergehen. Weit verbreitet sind auch Chloritglimmerschiefer in meist grünlicher Färbung, dagegen dürfte Talk nirgends als normaler Gemengteil in Glimmerschiefern vorhanden sein, und entsprechende Beobachtungen beruhen wohl stets auf einer Verwechslung mit Serizit. Chromglimmerschiefer zeigen meist recht untergeordnet den smaragdgrünen Fuchsit. Epidotglimmerschiefer erscheinen durch Epidot gelblich, oder wenn dieser manganreich ist, dunkelrot; hierher gehören die meist recht dichten, phyllitähnlichen Piemontitschiefer *(Japan)*.

Eine besondere Gruppe bilden die Kalkglimmerschiefer, in denen Kalkspat häufig zum Hauptbestandteil des Gesteins wird; sie sind zum Teil reich an Kristallen von Quarz und Albit neben Glimmern und Epidotmineralien.

Durch Aufnahme von Feldspat entwickeln sich die Gneisglimmerschiefer, durch Zurücktreten des Glimmers die kristallinischen Quarzite,

in denen die verschiedenen akzessorischen Gemengteile der Glimmerschiefer sich wiederholen. Auch unter den Glimmerschiefern gibt es in weiterer Verbreitung echte Konglomerate, welche die ursprüngliche Beschaffenheit noch deutlich erkennen lassen; hierher gehören z. B. die graphitischen Konglomeratglimmerschiefer der *Niedern Tauern*.

Abgesehen von den kurz charakterisierten Glimmerfelsen haben die hier besprochenen Gesteine die Zusammensetzung von Sedimenten. Unter den mit dem Glimmerschiefer durch Übergänge verbundenen Serizitschiefern aber treten die Äquivalente von Eruptivgesteinen, namentlich von Quarzporphyren und Keratophyren, wieder mehr in den Vordergrund. In den Serizitschiefern ist im allgemeinen der Glimmer makroskopisch wenig individualisiert. Die lichten Membranen, welche die Schieferungsfläche mit einer seidenglänzenden Haut überkleiden, lassen die einzelnen Blättchen nicht mehr deutlich hervortreten. Das häufig in Flatschen brechende Gestein zeigt aber im Querbruch der Flatschen noch oft die ursprüngliche Beschaffenheit des Porphyrs und geht mit dem Zurücktreten der serizitischen Häute in den mehr richtungslosen Porphyroid über.

Indes sind durchaus nicht alle Gesteine, welche man Serizitschiefer genannt hat, Äquivalente von Eruptivbildungen oder deren Tuffen, sondern häufig wurden auch eigentliche Sedimente mit diesem Namen bezeichnet, welche nicht so kristallinisch wie die Glimmerschiefer und nicht so dicht wie die Phyllite den Übergang zwischen beiden darstellen, und in denen sich in Bezug auf Struktur und auf akzessorische Mineralien alle Erscheinungen der Glimmerschiefer wiederholen. Erwähnt mag dabei werden, daß neben echten Resten von Organismen, z. B. Belemniten, wie sie in hierhergehörigen Gesteinen gefunden wurden, namentlich die von den zerknitterten Glimmerhäuten umhüllten Garben von Hornblende und Disthen zu zahlreichen Verwechslungen mit Fossilien Anlaß gaben.

Amphibolit und Eklogit.

Als Amphibolite hat man mannigfache Gesteine bezeichnet, welche auch geologisch sehr verschiedene Bedeutung haben. Nur wenige derselben sind feldspatreich — solche nannte man eher Hornblendegneis — meist sind es Bildungen, deren wichtigster Bestandteil Hornblende resp. beim Eklogit Pyroxen ist, und die, wenn grobkörnig, grün und weiß gefleckt, wenn, wie gewöhnlich, feinkörnig, graugrün bis dunkelgrün sind; in ersterem Fall ist ihre Schieferstruktur meist wenig deutlich, in letzterem liegen oft sehr gut schiefrige Gesteine vor.

Unter den als Amphibolit bezeichneten Bildungen gibt es einzelne Vorkommnisse primärer Eruptivgesteine: bald schlierige Diorite, Dioritschiefer (*Paringugebirge*, Rumänien), von verhältnismäßig leukokratem Habitus, in denen sich herrschende weiße Feldspatlagen von den grünlichen, an Hornblende reichen geschieden haben, bald ebensolche Bojite (*Floß*, Oberpfalz), deren basischer Charakter in der braunschwarzen Farbe und dem Zurücktreten des Feldspats zum Ausdruck kommt. Untergeordnete Vorkommnisse, welche als Amphibolit bezeichnet wurden, sind auch mehr oder minder deutlich schiefrige Lamprophyre und finden sich dann gerne in Gangform. Granat ist namentlich in den basischen Gliedern häufig als Nebengemengteil, im übrigen bleibt die Beschaffenheit dieser Amphibolite die der normalen Eruptivgesteine. In den Diorit schiefern ist herrschend ein meist nicht zu basischer Plagioklas neben grüner Hornblende, etwas Erz und häufig geringen Mengen von Quarz, welcher die letzte Ausfüllung bildet. Die schiefrigen Bojite enthalten dagegen in frischem Zustand braune, körnige Hornblende häufig neben diopsidähnlichem Pyroxen, und einen wenig lamellierten, sehr basischen Plagioklas; Erze, namentlich Titaneisen, sind hier viel reichlicher; lokal findet sich in beiden auch Titanit in nicht geringer Menge.

Mit dem Zurücktreten des Feldspats entwickeln sich eigentliche Hornblendefelse, Amphibololite von schwarzer Farbe, welche als Fazies von Peridotiten z. B. in den *Pyrenäen* vorkommen, die aus einem körnigen, selten schiefrigen Aggregat brauner Hornblende bestehen, oft selbst Olivin führen und akzessorisch neben viel Erz gern grünen Spinell und Granat enthalten.

Weit wichtiger als diese immerhin recht lokalisierten Vorkommnisse sind Amphibolite, welche ihre heutige Beschaffenheit durch sekundäre Prozesse erworben haben, Gesteine, welche sich in der Hauptsache aus basischen Eruptivgesteinen resp. deren Tuffen ableiten. In den weniger grobkörnigen Abarten ist nicht allzuselten die Erscheinung der Palimpseststruktur, namentlich an polierten und glattgescheuerten Flächen, z. B. an Geröllen, deutlich und macht ihre Ableitung aus Porphyriten oder Diabasen zur Sicherheit. Lokal, besonders hervortretend und verbreitet in körnigem Kalk, finden sich derartige zu Amphiboliten gewordene basische Eruptivgesteine in ausgesprochen durchgreifender Lagerungsform (Fig. 178).

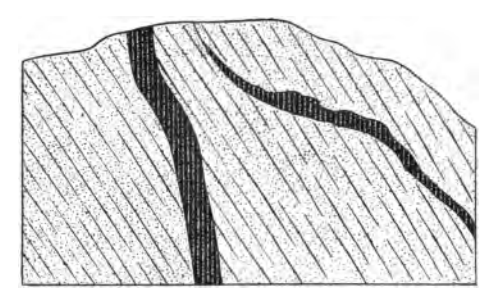


Fig. 178. Gänge von dunklem Amphibolit in kontaktmetamorphem Kalk. Wunsiedel, Fichtelgebirge.

Solche Gesteine sind nur dann etwas grobkörniger, wenn sie in der nächsten Nähe des umwandelnden Eruptivgesteins oder

als Schollen und Putzen in diesem selbst auftreten; die grobkörnigen Amphibolite der *Oberpfalz* oder des *Fichtelgebirges* sind Linsen im „Gneis“; in den *Zentralalpen* bilden sie in ausgedehnten Lagen das direkte Hangende des Zentralgranits und sind in beiden Fällen oft in weitgehendem Maße granitisiert, d. h. mit einem feinen Aderwerk aplitischen Materials durchsetzt (Fig. 179), Syenitgneis oder Hornblendegneis von Gümbel; derartige Gesteine bilden dann gerne einen Mantel um den normalen, feiner körnigen Amphibolit. Dieser erscheint mit meist dunkelgrüner bis grünschwarzer Farbe, welche durch die bedeutende Menge der bald körnigen bald schilfigen grünen Hornblende bedingt ist. Neben dieser tritt in ungemein weiter Verbreitung roter Granat, meist einem etwas kalkhaltigen Almandin angehörig, makroskopisch hervor, Granatamphibolit.

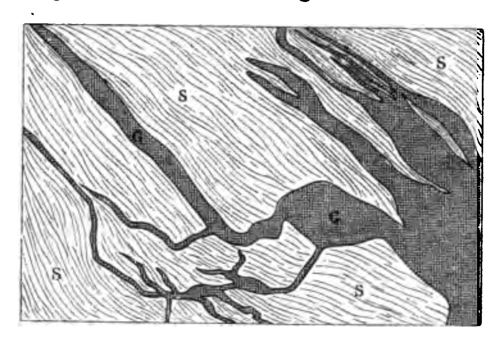


Fig. 179. Amphibolit (S) von Granit (G) durchadert. Weißeneck im Hollersbachtal.

Manchmal sind auch größere Blättchen von Biotit, oft quer zur Schieferung, schon makroskopisch sichtbar, Biotitamphibolit; mikroskopisch ist das Mineral ungemein verbreitet. Lichter Glimmer in weißen, seidenglänzenden Schuppen, bald einachsig bald zweiachsig, ist namentlich in zentralalpinen Vorkommnissen häufig, Glimmeramphibolit; Fuchsit findet sich besonders als Begleiter von smaragdgrünem Strahlstein. Auch der Chlorit ist nicht allzu selten, Chloritamphibolit, wird aber erst zu einem wichtigen Gemengteil, wenn mit weiterer Entfernung von dem eruptiven Herd der Amphibolit zum makroskopisch dichten Grünschiefer wird.

Die Ausbildung der Hauptgemengteile der normalen, durch Metamorphose entstandenen Amphibolite wurde S. 119 ff ausführlich beschrieben; es mag hinzugefügt werden, daß selten Anthophyllit neben Hornblende auftritt, Anthophyllitamphibolit, oder daß echter Glaukophan zur Ausbildung kommt, Glaukophanamphibolit. Letzterer bildet den Übergang zu den Glaukophanschiefern und Glaukophaniten, denen gemeine Hornblende fehlt, und die bei häufig ziemlich feinkörnigem Gefüge sich durch eine dunkelgraublaue Farbe auszeichnen. In den mit Gabbro in Verbindung stehenden Amphiboliten ist häufig noch etwas Diallag erhalten geblieben, Diallagamphibolit. In andern tritt neben Hornblende ein unter dem Mikroskop farbloser Diopsid in kleinen Körnern auf, der häufig mit Olivin verwechselt wird, welch letzterer in den Amphiboliten dieser Reihe fehlt, da er in allen Fällen der allgemeinen Metamorphose erlegen ist. Die Diopsid- resp. Omphazitamphibolite enthalten oft viel Granat und gehen in Eklogite über.

Als verbreitetste Nebengemengteile der Amphibolite, welche wohl stets vorhanden sind, erscheinen Mineralien der Epidotgruppe, die Zoisite seltener und meistens allein, besonders in den graulichgrünen Zoisitamphiboliten, Epidot und Klinozoisit dagegen in zonarer Verwachsung mit sehr wechselnder Reihenfolge in den Epidotamphiboliten, die mit der Zunahme des Epidots mehr und mehr gelbgrün werden und schließlich in hornblendearme Epidotfelse oder Epidosite übergehen. Solche treten häufig in lagenförmigem Wechsel mit Amphiboliten auf.

Quarz ist zum Teil eine sekundäre Bildung und entstammt ebenso wie der Orthoklas und der Muskowit den granitischen Injektionen, oder aber er beteiligt sich an der Zusammensetzung des Hornblendegesteins selbst und wird dann gern von Kalkspat begleitet, speziell in den Tuffamphiboliten der Zentralalpen. Ein ungemein häufiger Gehalt an Schwefelkies ist stets sekundär, derselbe reichert sich an zahlreichen Stellen der *Zentralalpen* in bedeutendem Maße an und gibt, bald allein bald begleitet von andern Kiesen, von Blende und Bleiglanz, zu den im Bereiche der grünen Schiefer so weit verbreiteten Erzlagerstätten Anlaß. Es mag in diesem Zusammenhang auch auf das gelegentliche Auftreten von Turmalin hingewiesen werden, der aber nicht dieselbe Rolle spielt wie im Glimmerschiefer. Auch der Skapolith wird als Bestandteil von Amphiboliten aufgeführt, und speziell hat man den Skapolithgabbro trotz seines stockförmigen Auftretens und seines Mangels an schiefriger Beschaffenheit als Amphibolit oder gar als Skapolithgneis bezeichnet.

Die Struktur der Amphibolite ist bald eine ausgesprochene Pflasterstruktur, die namentlich in dem Feldspatmosaik zum Ausdruck kommt, oder sie ist charakterisiert in der wurmförmigen Durchdringung der einzelnen Gemengteile, welche schließlich zu schwer bestimmbaren, zerkräuselten Aggregaten werden (Fig. 67, S. 122), wie sie namentlich für die an die Granatamphibolite sich anschließenden Eklogite in besonderem Maße charakteristisch sind. Zentrische Strukturen entstehen häufig in der Umgebung des Granats, helizitische in solchen Gesteinen, die aus schichtigen Bildungen hervorgingen.

Vorwiegend aus gemeiner Hornblende bestehende Gesteine von meist feinschuppiger Beschaffenheit bezeichnet man als Hornblendeschiefer, denen die blaugrauen Glaukophanschiefer und die saftgrünen Strahlstein- oder Aktinolithschiefer zur Seite stehen. Letztere sind aber im allgemeinen selten, und es werden vielfach mit denselben Gesteine vereinigt, deren Hauptbestandteil lichtgrüne, aber tonerdereiche Hornblende ist, oder solche, die mit dem Begriff eines Schiefers nicht die mindeste Ähnlichkeit haben. Dies gilt namentlich für die S. 182 charakterisierten Aggregate von Strahlstein mit Talk, ferner für den dichten, absolut richtungslosen Nephrit, der Putzen im Serpentin bildet. Im allgemeinen stehen aber auch die eigentlichen Strahlsteinschiefer dem Serpentin nicht ferne, es sind wohl in der Hauptsache umgewandelte Peridotite, in denen ein Gehalt an Olivin resp. an Chromeisen, lokal auch

an Fuchsit, ferner an Serpentin und Talk diese genetischen Beziehungen wahrscheinlich macht. Bemerkt mag werden, daß Talk als Bestandteil hierhergehöriger Gesteine ausschließlich in den an Serpentin gebundenen Vorkommnissen auftritt.

Die Granatamphibolite gehen in die Eklogite über, Gesteine von wiederum recht wechselnder Beschaffenheit, im allgemeinen ausgezeichnet durch lichtere Farben und einen hohen Granatgehalt, mit dessen Zunahme sich eigentliche Granatfelse entwickeln (*Gertrusk* auf der Saualpe; *Wildenreuth* in der Oberpfalz, hier als Smirgel bezeichnet). Bei dem meist nicht allzu feinen Korn ist der Farbengegensatz der roten Granatkristalle gegenüber der licht- bis saftgrünen Grundmasse besonders hervorleuchtend, und die Eklogite von *Silberbach* im Fichtelgebirge etc. gehören zu den farbenprächtigsten Gesteinen, die allerdings technisch nicht verwertbar sind, da sie infolge der Sprödigkeit des Granats keine Politur annehmen. Besonders bezeichnend gegenüber den Amphiboliten ist das starke Hervortreten des makroskopisch lichtgrünen, unter dem Mikroskop farblosen Omphazits, der manchmal auch fast ausschließlich das Gestein zusammensetzt, Omphazitfels, ferner das Zurücktreten des Feldspats, welcher nur ganz untergeordnet an der Zusammensetzung der Gesteine teilnimmt und überhaupt erst unter dem Mikroskop sichtbar wird.

In den *zentralalpinen* Eklogiten ist der Feldspat stets Albit, und auch die schwer bestimmbaren unregelmäßigen Partien, welche den Untergrund der wurmförmig gekräuselten Pyroxene und Hornblenden bilden, scheinen demselben Mineral anzugehören. Sonst wird wohl auch basischer Plagioklas lokal erwähnt.



Fig. 180. Granatringe in Eklogit. Kleinitz am Großvenediger.

Neben dem Pyroxen sind die wichtigsten Gemengteile: Amphibole von ungemein wechselnder Beschaffenheit; lichtgrüner Smaragdit, blaugrüne Hornblende, blauer Glaukophan und der makroskopisch schwarze, unter dem Mikroskop tiefblaugrün absorbierende Karinthin, welch letzterer in den selteneren, dunkeln Varietäten vorherrscht, in den andern aber wohl stets als Saum um die übrigen Hornblenden auftritt, wo diese den Granat berühren. Letzteres Mineral, gewöhnlich ein kalkhaltiger Almandin, bildet einschlußreiche Kristalle, welche oft zu ringartigen Perimorphosen werden (Fig. 180). Andernteils erscheint dieses Mineral häufig als Ansatzpunkt zentrischer Struk-

turen, und die zerkräuselten Pyroxene laufen oft pseudopodienartig von einem Granatkorn nach allen Richtungen aus. Hinzu kommen nicht selten Disthen in größeren, einschlußreichen Kristallen und etwas Turmalin. Eine besondere Bedeutung haben auch die Mineralien der Epidotgruppe, häufiger die eisenarmen Zoisite und Klinozoisit, seltener eisenreicher Epidot, wie am *Großvenediger*, wo sich aus echten Eklogiten alle Übergänge in Epidotfelse entwickeln. Lokal trifft man auch Lawsonit.

Auch verschiedene Glimmer beteiligen sich an der Zusammensetzung; makroskopisch sind fast nur farblose zu erkennen, die sehr wechselnde Achsenwinkel aufweisen, unter dem Mikroskop trifft man selten auch Biotit. Gleichfalls sporadisch erscheint Chlorit. Der Quarz findet sich wieder in zweierlei Formen, einesteils als zweifellose Injektion, und dann umschließen die auch Orthoklas und Muskowit führenden Haufwerke und Adern gerne kleine Individuen von Zoisit, Hornblende etc. in wohlausgebildeten Kristallen. Andernteils erscheint er auch in gleichmäßiger Verteilung, meist aber nur in anomalem Gestein, und wird dann gewöhnlich von Kalkspat begleitet.

Die zerkräuselten Aggregate von Pyroxen, in den *Zentralalpen* auch solche von Hornblende müssen als besonders charakteristisch für die Eklogite gelten, in deren am meisten typischen Vorkommnissen sie nicht zu fehlen pflegen. Sie bilden oft mit Mineralien der Epidotgruppe gemengt einen Hauptbestandteil der Gesteine, welche dann makroskopisch völlig dicht erscheinen und weiße, grünliche oder gelbe Farben aufweisen, von welchen sich die Granaten, bald frisch und rot, bald zu Hornblendemineralien, Chlorit etc. zersetzt und schwärzlichgrün, kräftig abheben. Andere, in ihrer ganzen Beschaffenheit sich an die Eklogite anschließende Gesteine, welche in den Zentralalpen eine große Verbreitung haben, zeigen dagegen das für den Saussurit charakteristische, ziemlich strukturlose, völlig dichte Aggregat mannigfacher Silikate, und man bezeichnet diese Bildungen am besten als Saussuritfels; zu ihnen gehört wohl auch ein Teil der dichten, oft reichlich Pyroxen führenden Vorkommnisse des Erlans von *Erla* bei Schwarzenberg in Sachsen. Dies sind die zähesten von allen Gesteinen, sie finden sich deshalb in den Glazialablagerungen der den Alpen vorgelagerten Gebiete in ungemein großer Menge konzentriert. Im übrigen ist auch die Zähigkeit und Widerstandsfähigkeit der Eklogite sehr bedeutend, sie bilden daher gewaltige Felsmassen mit aufgehäuften Blockmeeren (*Weißenstein* bei Stambach im Fichtelgebirge, *Gastacher Wände* am Großvenediger).

Die Eklogite sind im allgemeinen ebenso wie die Amphibolite Umwandlungsprodukte basischer Eruptivgesteine und ihrer Tuffe und stellen das höchste Stadium dieser Umwandlung dar, weshalb sie im allgemeinen in direkter Berührung mit dem „Gneis" auftreten und kaum je Spuren ihrer ursprünglichen Beschaffenheit bewahrt haben. Wo sie aus dem Massengestein selbst hervorgingen, haben sie meist ungemein massige Beschaffenheit wie die dicklinsenförmigen Partien, welche, von injizierten Zonen von „Hornblendegneis" umhüllt, im Münchberger Gneis des *Fichtelgebirges* in großer Anzahl vorhanden sind (Fig. 181, S. 324); die in den

Eklogit übersetzenden Pegmatite werden hier zu grobkörnigen Aggregaten von Zoisit. Wo die Tuffe vorherrschend zur Bildung von Eklogit Anlaß gaben, erscheint dieser dagegen gebändert, entsprechend der wechselnden Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins, und es entwickeln sich dann die mannigfachsten Übergänge aus echten Eklogiten in Amphibolite und Epidotfelse, ja selbst in Knotenglimmerschiefer und Zipolline *(Großvenediger).*

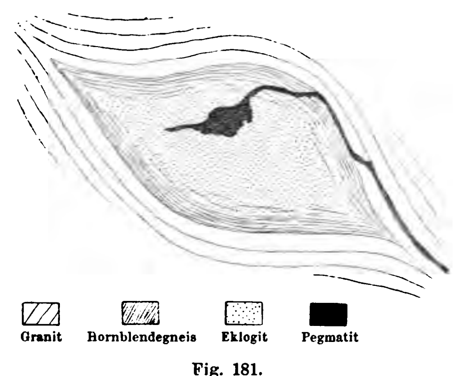


Fig. 181.
Eklogitlinse am Weißenstein im Fichtelgebirge.

Entsprechend dem hohen Titangehalt der ursprünglichen Gesteine tritt im allgemeinen Rutil in massenhaften gelben Mikrolithen auf, die manchmal von Titanit umrandet sind, der aber im Gegensatz zu den Amphiboliten hier meistens fehlt.

Chloritschiefer und Grünschiefer.

An die Amphibolite schließen sich die Chloritschiefer und Grünschiefer an, äußerlich ziemlich dichte Gesteine von graulich- bis gelblichgrüner Farbe und bei herrschendem Chlorit etwas seidenartig glänzendem Bruch, meist nicht recht vollkommen schiefrig, aber häufig durch epidotreiche Lagen gebändert. Ihr Habitus ist dem Serpentin oft recht ähnlich, von dem sie aber eine geringere Zähigkeit, der nicht splittrige Bruch und meist eine nicht ebenso dichte und gleichmäßige Beschaffenheit unterscheidet.

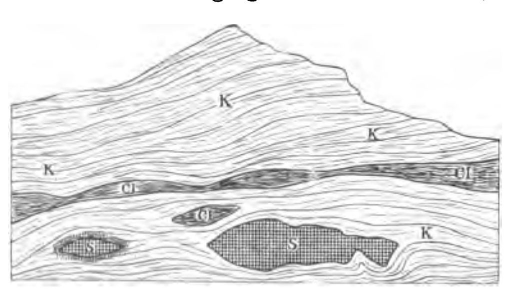


Fig. 182. Profil am Schmiedinger im oberen Schrabachtal, Stubachtal, Salzburg.
K Kalkglimmerschiefer, Cl Chloritschiefer, S Serpentin.

Die normalen Typen sind aus basischen Eruptivgesteinen hervorgegangen, deren Palimpseststrukturen manchmal be-

sonders deutlich sind (Fig. 65, S. 119) und den Ursprung aus basischen Porphyriten und Diabasen beweisen. Oder es sind Umwandlungsprodukte von Tuffen derselben und dann durch Übergänge mit dichten Epidositen, mit Kalkglimmerschiefern und Phylliten verbunden. Wo die Beziehungen zu dem umwandelnden Eruptivgestein deutlich sind, erscheinen die grünen Schiefer in den äußeren Kontaktzonen und finden sich hier bald in recht aushaltenden Schichtensystemen bald in einzelnen Linsen als Einlagerungen vor (Fig. 182).

In manchen Vorkommnissen bildet der Chlorit, und zwar Klinochlor, weitaus das herrschende unter den grünen Mineralien, eigentliche Chloritschiefer, während in den Grünschiefern eine stark zerfaserte, im Dünnschliff oft sehr lichtgrüne Hornblende herrscht, neben welcher aber Klinochlor wohl stets vorhanden ist. Auch in Bezug auf die mineralische Zusammensetzung schließen sich diese Gesteine an die Amphibolite an: das charakteristische Pflastermosaik des Albits ist hier ebenso vorhanden wie dort und in den aus Tuffen hervorgegangenen Bildungen von Hornblendenadeln helizitisch durchsetzt. Epidotmineralien und Titanit haben dieselbe Verbreitung wie dort, ebenso Quarz und Kalkspat. Manchmal beobachtet man größere, quer zur Schieferung stehende Blättchen von Biotit; auch mikroskopischer Turmalin kommt vor. Dagegen ist Granat sowohl makroskopisch als mikroskopisch ein äußerst seltener Bestandteil, an dessen Stelle verhältnismäßig häufig Chloritoid tritt, Übergänge in eigentliche Chloritoidschiefer bedingend.

In der Literatur wird eine Reihe durchaus abweichender Gesteine als Chloritschiefer bezeichnet; diese sind in erster Linie durch ihren Mangel an Feldspat und ihr Gebundensein an Serpentin charakterisiert, in welchem sie bald gangförmig bald als Putzen und namentlich als Grenzzonen gegen das Nebengestein wie gegen die mannigfachen akzessorischen Bestandmassen der Serpentine auftreten. Es sind Mineralaggregate von meist dunkelgrüner Farbe und deutlich kristallinischer Beschaffenheit, vorherrschend aus schuppigem Pennin bestehend, oft mit großen Kristallen von Magneteisen, Titaneisen, Sphen, Apatit, Magnesit etc. und gemengt mit feinkörnigen Aggregaten von Talk und allen möglichen Kalkton- und Kalkmagnesiasilikaten, wie das S. 177 geschildert wurde. Gegenüber von den ausgedehnten Schichtensystemen der grünen Schiefer, der pietre verde, steht ihre untergeordnete Bedeutung als lokale Bildungen; der sehr geringe Grad schiefriger Beschaffenheit läßt den Namen Chloritfels für diese Bildungen treffender erscheinen; im übrigen gehören sie zu den Mineralgängen, sind also gar nicht als eigentliche Gesteine anzusehen.

Die kristallinischen Karbonatgesteine.

Kein Gestein ist geeigneter, das geringe Maß von Berechtigung einer archäischen Formationsgruppe zu zeigen, als gerade die körnigen Karbonatgesteine. In diesen Vorkommnissen, welche

im allgemeinen ihre Schichtung völlig verloren haben, tritt die Gangnatur der eruptiven Injektionen in besonderer Deutlichkeit hervor. Während diese Adern in den Schiefern so gerne sich den Schichten parallel legen, erscheinen sie hier, wo keine so regelmäßigen „*schwachen Stellen*“ vorhanden sind, als mannigfaltige Gänge (Fig. 183). Man wird nur selten ein Vorkommnis von grob- oder mittelkörnigem kristallinischem Kalkstein finden, in welchem nicht in *aplitischen* und *pegmatitischen* Gängen mannigfacher Art mit oder ohne *Turmalin*, *Granat* etc. die Ursache der Umkristallisation deutlich vor Augen treten würde.

Körniger Kalk — Amphibolit — Pegmatit — Quarzlinsen mit Turmalin

Fig. 183. Pegmatitgang im körnigen Kalk, in turmalinführende Quarzlinsen auslaufend. Marmorbruch oberhalb der Gilfenklamm bei Sterzing, Tirol.

Die zahlreichen Vorkommnisse kristallinischer Karbonatgesteine, welche als Einlagerungen in den sog. kristallinischen Schiefern vorkommen, haben auch keine vom Kontaktmarmor irgendwie abweichende Beschaffenheit. Die verschiedenen Korngrößen von sehr grobkörnigen bis zu ganz dichten Gesteinen wiederholen sich hier und ebenso die beiden Typen der verzahnten und nichtverzahnten Struktur nebst den sämtlichen S. 285 ff aufgezählten akzessorischen Mineralien. Man macht dann im allgemeinen die Beobachtung, daß die dem umwandelnden Agens, dem „*Gneis*“, eingelagerten oder zunächstliegenden Kalksteine grobkörnig sind, daß mit weiterer Entfernung feinkörnige Bildungen sich einstellen, und daß manchmal der Kalk selbst in Entfernungen noch rein kristallinische Beschaffenheit aufweist, in welchen Tonschiefer oder vollends Dolomite kaum mehr Spuren einer Veränderung erkennen lassen. Oder nach der allgemeinen geologischen Annahme zusammengefaßt: Grobkörniger Marmor ist bezeichnend für die *Gneisformation*, mittelkörnigen trifft man namentlich im *Glimmerschiefer*, und die feinkörnigen bilden Einlagerungen im *Phyllit* bis in dessen oberste, rein klastische

Etagen. Die Dolomite neigen weniger zur Umwandlung und sind oft kaum verändert.

Die verschiedenen Varietäten der Zipolline, Kalkglimmerschiefer[1] und Ophikalzite, der Kalziphyre und Kalksilikatfelse findet man hier ebenso wie in den allgemein anerkannten Kontaktmarmoren, desgleichen die von Skarn umhüllten Erzkonzentrationen. Es sind speziell anzuführen die Granatfelse von sehr wechselnder Farbe, welche aus einem körnigen Aggregat von Kalkgranat bestehen im Gegensatz: 1. zu den bei den Eklogiten erwähnten Granatfelsen, die stets aus lebhaft rotem, kalkärmerem Almandin zusammengesetzt sind, und 2. zu den ganz dichten, saussuritähnlichen Bildungen, welche teils für sich teils als akzessorische Bestandmassen der Serpentine auftreten.

Die meist ziemlich dichten Epidotfelse oder Epidosite haben stets gelbe Farben und bilden oft ein charakteristisches Zwischenglied zwischen den epidotführenden Kalkglimmerschiefern und den Amphiboliten und Grünschiefern und sind mit beiden Typen durch alle mineralischen Übergänge verbunden. Ferner trifft man mannigfache körnige Gesteine, welche vorwiegend aus Pyroxen bestehen, und zwar namentlich aus Diopsid, Diopsidfels, Malakolithfels, meist ziemlich dicht von lichtgrüner Farbe, nur selten, so namentlich im Skarn, dunkelgrün, deutlich körnig und wenig verbandfest, Kokkolith.

Der Diopsid ist gerne mit Granat, Vesuvian, Epidot in mannigfachen Mengenverhältnissen gemischt, und man bezeichnet solche Gesteine als Kalksilikatfelse, welche den Eklogiten oft äußerst ähnlich werden können, wenn wie am *Großvenediger* lichtroter Hessonit in der grünen Diopsidgrundmasse eingewachsen erscheint. Von den Eklogiten aber unterscheidet diese Gesteine nicht nur der im allgemeinen viel bedeutendere Kalkgehalt, sondern auch die Erscheinung, daß der Granat dem Pyroxenaggregat nicht in einzelnen Körnern oder Kristallen eingestreut ist, sondern derbe Putzen und namentlich der ursprünglichen Gesteinsschichtung parallele, zusammenhängende Lagen bildet. Doch kann der Unterschied im äußeren Habitus recht undeutlich werden, und die häufigen Angaben von Übergängen körniger Kalke in Eklogit beruhen auf dieser Verwechslung.

In der Technik sind die kristallinischen Kalke sehr beliebt, nicht etwa nur jene seltenen Vorkommnisse, welche infolge der Gleichmäßigkeit ihrer Beschaffenheit als Ornamentstein oder gar als Statuenmarmor verwendbar sind, sondern auch die große Masse dieser Gesteine, welche zum Kalkbrennen dient, weil hier, im Gegensatz zum gemeinen Kalkstein, die chemische Zusammensetzung in größeren Zügen schon mit bloßem Auge zu erkennen ist, indem die Unreinheiten des Kalkes zur Ausbildung deutlich sichtbarer Mineralien aufgebraucht wurden, während sie vorher äußerlich nicht kenntlich sind.

Die körnigen Magnesite sind, wie S. 283 gezeigt wurde, ebenso wie die Hauptmasse der kristallinischen Spateisenlager durch postvulkanische

---

[1] Falsche Auffassung des Namens „Kalkglimmerschiefer“ führte wohl auch zu der Meinung, daß damit vorherrschend aus Kalkglimmer bestehende Gesteine zu bezeichnen wären. Derartige, in den Zentralalpen ganz vereinzelt in kleinen Putzen auftretende Bildungen sind überhaupt keine Gesteine.

Prozesse metamorphosierte Kalke. Daß an andern Stellen analoge Vorgänge bis zur Bildung von Speckstein führten, beweisen die Vorkommnisse von *Göpfersgrün* bei Wunsiedel im Fichtelgebirge, wo zahlreiche Pseudomorphosen von Speckstein nach Dolomit und Kalkspat vorkommen.

Phyllit.

Die Phyllite, Glanzschiefer oder Urtonschiefer sind meist sehr vollkommen schiefrige Gesteine von grünlicher, roter, grauer oder schwärzlicher Farbe, deren häufig stark gefältelte Schichtflächen von zarten, sehr fein kristallinischen, fettartig glänzenden Serizithäutchen überzogen sind, zwischen denen man im Querbruch meist Lagen von Quarz erkennt. Mannigfache linsenförmige und schlierenartige Quarzpartien, welche gerade in diesen Gesteinen weit verbreitet sind, erkennt man auf den ersten Blick als sekundäre Injektionen, äquivalent den aplitischen Injektionen der höher kristallinischen Schiefer.

Zahlreiche Phyllite lassen makroskopisch nichts weiter erkennen; in andern sieht man einzelne Einsprenglinge von Granat, Zoisit, Staurolith, Biotit, Chloritoid resp. Ottrelith (Ottrelithschiefer) oder Albit, bald in deutlich hervortretenden Kristallen bald als nur wenig gut umgrenzte, dunkle Knoten von der Schichtfläche sich abhebend, und schließlich fehlen auch die normalen, aus dichten Glimmeraggregaten bestehenden oder noch Reste von Andalusit und Kordierit enthaltenden Knoten der Fruchtschiefer den als Phyllit bezeichneten Gesteinen keineswegs. Lokal tritt auch Magneteisen in kleinen Oktaedern hervor, Magnetitphyllit, hin und wieder auch Schwefelkies.

Die mikroskopische Beobachtung zeigt die helizitische Struktur in diesen größeren Individuen, soweit sie durchsichtig sind, in vollendeter Ausbildung, im übrigen meist stark gestauchte Membranen kleiner Glimmerblättchen (Fig. 184) und ein feinkörniges Aggregat von Quarz, Quarzphyllit, zwischen welchem häufig feine Fetzchen von Chlorit auftreten, die eine grünliche Färbung bedingen, Chloritphyllit. Oft tritt Graphit als feinster Staub ein, der mehr oder minder vollkommen schwarz färbt, Graphitphyllit, oder es ist Eisenglanz als roter Staub eingestreut, wodurch die Gesteine äußerlich rot bis violett erscheinen; andere, rote, phyllitartige Gesteine sind die durch Manganepidot gefärbten japanischen Piemontitphyllite (japanisch murasaki).

Sehr verbreitet in der dichten Masse der Phyllite sind auch die Sprödglimmer in meist ganz von Graphit erfüllten unregelmäßigen Fetzen, Chloritoidschiefer, Chloritoidphyllit, ferner der Turmalin in unzweifelhaft

authigenen Individuen. Rutil meist in gelblichen Kriställchen fehlt wohl nie, seltener ist Titanit; auch Apatit und Zirkon wurden beobachtet. Kalkspat kommt öfters in größerer Menge hinzu und führt zu den Kalkphylliten, welche wieder mit Kalkglimmerschiefer und körnigem Kalk in Verbindung stehen.

Wo die serizitischen Häutchen auf den Schichtflächen besonders glänzend hervortreten, spricht man wohl auch von Serizitschiefer oder Serizitphyllit, welche sich meist fettig anfühlen; der größere Teil der so bezeichneten Gesteine sind metamorphosierte Granite oder Quarzporphyre, zu denen wohl auch die als Besimaudit bezeichneten Schiefer von der *Cima della Besimauda* in Ligurien gehören. In dieselbe Gruppe sind auch die öfters als Feldspatphyllite oder Albitphyllite bezeichneten Porphyroide zu stellen, deren Habitus S. 64 geschildert wurde.

Die Hauptmasse der Phyllite erscheint unter dem Mikroskop so feinkörnig, daß man sich auch bei sehr eingehendem Studium kein Urteil darüber bilden kann, ob es sich um holokristallinische Gesteine handelt; jedenfalls aber sieht man in Phylliten häufiger als in sonstigen kristallinischen Schiefern größere Quarzkörner, welche nur als Sandkörner zu deuten sind; außerdem sind hier Fossilfunde in verhältnismäßig großer Ausdehnung gemacht worden. Die normalen Phyllite sind Übergangsglieder zwischen den Glimmerschiefern und den Tonschiefern resp. Grauwacken und bezeichnen so auch geologisch das Grenzglied zwischen den kristallinischen und den klastischen Bildungen, wobei im allgemeinen zu bemerken ist, daß die holokristalline Entwicklung bei mikroskopischer Betrachtung weniger weit geht, als dies nach dem äußeren Habitus der Fall zu sein scheint, während die letzten Anzeichen der umkristallisierenden Agentien, die sich in der Neubildung glimmeriger Mineralien, in der Vergrößerung der Rutilindividuen und namentlich in der Entwicklung unzweifelhaft authigener Turmalinindividuen zu erkennen gibt, weit über jene Grenze hinausgeht, innerhalb deren man mit bloßem Auge eine Veränderung sieht.



Fig. 184. Gefältelte Serizitmembranen. Quarzphyllit, Sunk, Steiermark.

Weitaus die meisten Phyllite sind aus Tonschiefern und tonigen Sandsteinen hervorgegangen, der Kalkphyllit eher aus Mergeln; unter den grünen Phylliten aber sind ebenso wie unter den Serizitschiefern solche, die auf Eruptivgesteine zurückgeführt werden müssen, Orthophyllit.

Bemerkt mag noch werden, daß Namen wie Bündener Schiefer *(Graubünden)*, welche petrographisch wie geologisch die heterogensten Dinge umfassen, für den Petrographen bedeutungslos sind. Dasselbe gilt von dem Sernfit (*Sernftal*, Schweiz) oder Sernifit resp. Verrukano (*Verruca* bei Pisa), welche äußerst wechselnde, meist konglomeratähnliche Gesteine umfassen, die gern an die Phyllite angeschlossen werden.

Kristallinischer Quarzit.

Als kristallinischen Quarzit bezeichnet man die vorherrschend aus Quarz bestehenden Gesteine von rein kristallinischer Struktur. Man kann zwei Arten unterscheiden: die einen entsprechen den Sandsteinen und organogenen Kieselgesteinen, aus denen sie durch Metamorphose hervorgingen; sie wären im Sinne Rosenbuschs als Paraquarzite anzusprechen. Im Gegensatz dazu steht die andere, viel weiter verbreitete Gruppe, welche bald in schmalen Lagen (Fig. 175, S. 309) bald in mächtigen Massen (Fig. 185) innerhalb der Gruppe der kristallinischen Schiefer und auch in eigentlichen Sedimentformationen vorkommt. Diese entstammen juvenilen Agentien und charakterisieren sich öfters durch das lokale Vorkommen von Turmalin,



Fig. 185. Der Pfahl am Weißenstein bei Regen, Bayrischer Wald. (Phot. Prof. Dr Klemm.)

Muskowit etc. als die äußersten Ausläufer der Pegmatite und Aplite; sie könnten daher als Orthoquarzite bezeichnet werden. Sie unterscheiden sich von den ersteren öfters durch recht bedeutende Korngröße und fettglänzenden, muschligen Bruch, während jene meist ziemlich feinkörnig sind und durchaus unregelmäßig eckig brechen. Man beobachtet häufig, daß die anogenen Quarzite ungemein spröde und splittrig sind, wofür der Pfahlquarz ein charakteristisches Beispiel abgibt, während die sedimentären Gesteine große Zähigkeit besitzen und z. B. in den *Ardennen* als vorzüglichstes Schottermaterial ausgebeutet werden.

Die ersteren haben rein weiße Farbe oder einen schwach rauchgrauen Ton und sind öfters brekziös ausgebildet. Die letzteren sind häufig graulich oder bräunlich gefärbt und von weißen Quarzadern durchsetzt oder auch völlig schwarz durch feinverteilten Graphit, wie der Lydit und die Graphitquarzite.

Die sedimentären kristallinischen Quarzite entwickeln sich durch Übergänge aus Glimmerschiefern und Quarzphylliten; sie sind bald durch feine Glimmerhäute in dünne Lagen abgetrennt, Quarzschiefer, bald ungemein massig und völlig richtungslos. Akzessorisch enthalten sie alle Mineralien jener Gesteine, mit denen sie in Verbindung stehen: neben Glimmer besonders Granat, oft manganreich und häufig nur in winzigen Kriställchen, wie in den Wetzschiefern der *Ardennen;* Chloritoid in mikroskopischen Schuppen; Epidot, der eine gelbliche Farbe bedingt, oder grünlich färbenden Chlorit; feinverteilten Graphit; Sillimanit, der eine seidenartig fasrige Beschaffenheit hervorbringt, Fibrolithschiefer; lokal etwas Kalkspat und endlich Zirkon, Apatit, Rutil, und weit verbreitet, aber in vereinzelten Individuen den Turmalin. Die anogenen Quarzite enthalten dagegen lokal alle möglichen akzessorischen Mineralien der Pegmatite, die öfters schon makroskopisch hervortreten.

Akzessorische Bestandmassen.

Als akzessorische Bestandmassen der kristallinischen Schiefer werden hier alle jene vielgestaltigen Einlagerungen zusammengefaßt, von denen manche zwar in recht weiter Verbreitung vorkommen, die aber doch nicht, wie die bisher besprochenen Gesteine, integrierende Bestandteile dieser Schichtensysteme bilden. Zum großen Teil sind sie überhaupt ganz lokale Bildungen, welche bald mit den sie umschließenden Schiefern durch Übergänge verbunden sind und dann möglichst bei den betreffenden Gesteinen schon besprochen wurden, bald aber völlig fremd der Nachbarschaft gegenüberstehen.

Hierher gehören in erster Linie die häufig in Form mächtig aufgebauchter, plumber Linsen auftretenden Gabbro und Serpentine, welche sich in den verschiedensten Gruppen der oben besprochenen Schiefer als meist recht wenig aushaltende und durchaus nicht an bestimmte Niveaus gebundene Bildungen finden. Namentlich beim Gabbro hat man versucht, neben dem echt eruptiven Typus einen zweiten zu definieren, der ein Glied der kristallinischen Schieferformation darstellen soll, zu welchem namentlich die nicht seltenen granatführenden Glieder gerechnet wurden, sowie solche von mehr oder minder gebänderter Beschaffenheit, wie der Flasergabbro des *sächsischen* Granulitgebirges, endlich mannigfach uralitisierte und saussuritisierte Bildungen, wie Zobtenit und Wurlitzit. So auffallend oft die Lagerungsverhältnisse dieser Gesteine und ihre Ausbildungsformen sind, so kann ein Zweifel an der echt eruptiven Entstehungsweise der Gesamtheit des Gabbro und seiner Derivate absolut nicht bestehen.

Nicht ebenso vollständig klar liegen die Verhältnisse beim Serpentin; es gibt seltene Serpentine, welche unzweifelhafte Kontaktprodukte sind und aus Sedimenten hervorgingen, Paraserpentin, der meist sehr arm an Eisenoxydul ist und nur lokal im Skarn eisenreicher wird, dem die große Menge der echt eruptiven Orthoserpentine gegenübersteht, welche bald in kleinen aber zahlreichen Putzen, bald in ungeheuer ausgedehnten Massen auftreten und oft eine intensive Kontaktmetamorphose des Nebengesteins hervorgebracht haben *(Großvenediger)*.

Hierher gehören ferner die Talkgesteine: der reine, richtungslose Speckstein, die weniger reinen, graulichen, meist etwas schiefrigen Topf-, Lavez- oder Giltsteine und die vollkommen schiefrigen Talkschiefer, welch letztere in der Literatur eine viel größere Rolle spielen als in der Natur. Alle Talkgesteine sind anomale Bildungen, hervorgegangen durch eine meist recht komplizierte Metamorphose, und es können alle möglichen Gesteine lokal in Talk umgewandelt werden, wobei zwei Gruppen zu unterscheiden sind. Die einen sind gebunden an Serpentin und entstanden zum Teil aus dem ursprünglichen Peridotit selbst, zum Teil aus dessen Nebengesteinen. Das sind dichte, weiße, grauliche oder gelbliche, meist wenig schiefrige Talkfelse, oft reich an Hornblende, die manchmal sekundär auch wieder zu Talk geworden ist, häufig etwas Chlorit führend und dann von mehr graugrüner Farbe. Rhomboedrische Karbonate mannigfacher Zusammensetzung sind bald in einzelnen, größeren Individuen vorhanden, oder sie bilden mit dem Talk ein gleichmäßiges Gemenge wie in dem außerdem noch Quarz und Eisenglanz enthaltenden Listwänit des *Urals;* ihm analog ist der spanische Duelo. Neben diesen trifft man großblättrige, lichtgrüne Aggregate von Talk mit denselben Verunreinigungen, aber in häufig viel größeren Individuen, außerdem mit dem als Spargelstein bezeichneten Apatit als Kluftausfüllungen im Serpentin.

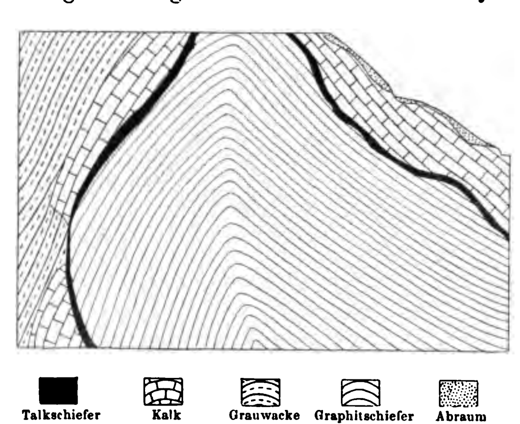


Fig. 186. Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark.

Die zweite Gruppe der Talkgesteine tritt in inniger Verbindung mit Granit auf und charakterisiert sich als Produkt aus dessen postvulkanischen Emanationen. Lokal sind alle möglichen Gesteine zu Talk geworden, Erscheinungen, wie sie namentlich in den Specksteingruben von *Göpfersgrün* im Fichtelgebirge hervortreten, wo Kalkstein und Dolomit nebst darin aufsetzenden Quarzgängen, Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise und endlich auch der Granit selbst in den Kontaktzonen zu Speckstein geworden sind. Auch die schneeweißen Talkschiefer der Alpen erweisen sich als derartige metamorphe Bildungen, indem z. B. in der *Steiermark* in der Nachbarschaft des Zentralgranits die Graphitschiefer direkt an der Grenze gegen Kalk putzenweise in Talk verlaufen, wobei man im Streichen der stark gefältelten Schiefer bald ein scharfes Absetzen bald jeden Übergang zwischen dem schwarzen Graphitphyllit und den schneeweißen Talkschiefern finden kann (Fig. 186). Analog, und zwar als umgewandelte Einschlüsse, sind die Putzen von Topfstein zu erklären, welche an zahlreichen Punkten der *Zentralalpen* im Gneis sitzen. Außerhalb solcher durch besonders intensive Metamorphose ausgezeichneten Lagerstätten aber ist der Talk kein gesteinsbildendes Mineral, und die mannigfaltigen Talkschiefer etc., welche als ausgedehnte Schichtensysteme

beschrieben werden, beruhen auf der Verwechslung mit dem ähnlich aussehenden Serizit.

Die Vorkommnisse von Graphitgesteinen müssen gleichfalls hier besprochen werden. Der Unterschied zwischen primärem und sekundärem Graphitgehalt wurde schon mehrfach ausführlicher begründet. Die gröber kristallinischen, sehr lebhaft metallglänzenden Varietäten des Graphits scheinen insgesamt rein vulkanische Bildungen zu sein; die grobblättrigen auf *Ceylon* bilden Gänge im Granulit, die Graphitgneise von *Passau* enthalten das Mineral als sekundäre Imprägnation nur am Granitkontakt, die berühmten englischen, feiner schuppigen Graphite vom *Borrowdale* in Cumberland fand man auf Adern im Porphyr, und der holzfaserähnliche Alibertgraphit findet sich in den *Batugolbergen* bei Irkutsk gleichfalls als Gang, und zwar im Nephelinsyenit.

Demgegenüber gibt es auch zahlreiche rein sedimentäre Graphitablagerungen, von welchen namentlich jene der *Steiermark* zu erwähnen sind, die völlig dicht und oft recht anthrazitähnlich die Struktur der Steinkohle erhalten haben und wie diese in Flözen auftreten, welche zwischen Graphitschiefern eingelagert sind, in denen karbonische Pflanzen gefunden wurden. Andere derartige Vorkommnisse sind völlig zu feinpolierten Flatschen zerdrückt; aber es kann nach dem ganzen geologischen Befund kein Zweifel sein, daß diese sehr weit verbreitete Gruppe von oft ziemlich reinen Graphitgesteinen aus Kohle, und zwar in der Hauptsache aus karbonischer Kohle hervorging. Jedenfalls bieten auch diese Vorkommnisse keinen Beweis für das organische Leben im Präkambrium.

Als akzessorische Bestandmassen, oft von recht bedeutender Ausdehnung, treten ferner oxydische, sulfidische und karbonatische Erzlagerstätten auf. Von ersteren sind namentlich die mit Skarn vergesellschafteten von petrographischem Interesse, die als oft mächtige, durchaus unregelmäßige Putzen im körnigen Kalk aufsetzen, so namentlich körniges bis derbes Magneteisen neben Eisenglanz, wie bei *Moravicza* in Ungarn, Manganoxyde bei *Långban* in Schweden, manganhaltiges Rotzinkerz mit Franklinit etc. bei *Franklin Furnace,* New Jersey. Andere derartige Lagerstätten sind magmatische Konzentrationen im „Gneis“ oder in basischen Eruptivgesteinen.

Die sulfidischen Erzlagerstätten führen bald Magnetkies, oft nickelhaltig, bald Schwefelkies bald Kupferkies oder Zinkblende und Bleiglanz und treten in den Falbändern als mehr oder minder gleichmäßige, wohl stets sekundäre Imprägnationen der kristallinischen Schiefer auf, oder sie finden sich in kompakten, oft recht reinen und ungemein massigen Einlagerungen innerhalb derselben Gesteine, manchmal mit deutlichen Anzeichen dafür, daß sie einst in schmelzflüssigem Zustand emporgedrungen sind (*Silberberg* im Bayrischen Wald).

Von karbonatischen Erzen kommt für die hier betrachtete Gesteinsgruppe fast ausschließlich das Spateisen in Betracht, dessen unregelmäßig geformte Erzkörper im Kalk mehrfach geschildert wurden. Die bald grobkörnigen bald recht feinkörnigen, in frischem Zustand fast weißen Erze, Weißerze, enthalten außer Schwefelkies kaum irgend welche fremde Mineralien und gehen durch körnigen Ankerit oder Dolomit in den Kalk über.

Den Schluß dieser Aufzählung bildet eines der rätselhaftesten Gesteine, der Smirgel, richtungslose bis schiefrige, meist sehr feinkörnige, dunkel-

braungraue bis fast schwarze Gesteine von großer Härte und Zähigkeit, öfters durchsetzt von deutlich blauen Adern von körnigem Korund, der sich in feinkörnigen Aggregaten etwa zu 50 % an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt. Neben ihm sind Margarit und Magneteisen sowie Chloritoid die Hauptgemengteile, welche makroskopisch zu erkennen sind; mikroskopisch findet man Spinelle und alle möglichen Tonerdemineralien, ferner Rutil und bezeichnenderweise den Turmalin. Auf *Naxos* bildet Smirgel unregelmäßige Putzen und Gänge in körnigem Kalk, in *Massachusetts* ist er mit Glimmerschiefer vergesellschaftet. Man hat ihn auch, wohl mit Unrecht, als metamorphischen Beauxit angesehen.

Register.

(Das einem Stichwort vorgesetzte Sternchen bedeutet eine entsprechende Abbildung im Text.)

Berichtigung.

S. 62 Zl. 10 von oben statt Arizona lies: Idaho.